^Congresul INTERNAȚIONAL de știința pedologiei VIII CONGRESUL INTERNAȚIONAL DE ȘTIINȚA SEDOLOGICĂ VIII. CONGRESUL INTERNAȚIONAL DE ȘTIINȚĂ A SEDOLOGIEI

BUCURESTI — ROMÂNIA, 1964

RAPOARTE
DE TRANZACȚII
RAPOARTE

VOLUMUL II

COMISIA I (FIZICA SOLULUI)
COMISIA A VI-A (TEHNOLOGIA SOLULUI)

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII
SOCIALISTE ROMÂNIA

3 o

SOISAHd IIOS

I N0ISSIWK03

Al doilea CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SODULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964

I. 1

**CERCETARE PRIVIND INFLUENȚA INTERACȚIUNII**

**APĂ - FAZĂ SOLIDĂ A SOLULUI PE DRENAJUL APEI**

S. ANDREI, RODICA SBENGHE

Ideea de bază a acestui raport este că în cercetările privind drenajul apei din sol ar trebui observate nu doar transferurile de masă, ci și transferurile de energie, transferuri care, așa cum se va vedea mai jos, sunt condiționate de interacțiunea dintre apă și faza solidă. Acest lucru este necesar pentru a utiliza ecuația bilanțului energetic în studiul acestor fenomene în paralel cu ecuația bilanțului de masă.

Întrucât în procesele de circulație a apei prin sol se pot distinge două aspecte: circulația fără modificarea conținutului de apă (filtrare) și circulația cu modificarea conținutului de apă (drenaj - umezire), raportul acestora definește transferurile de energie legate de aceste aspecte.

Astfel, dacă luăm în considerare faptul că, pentru condiții izoterme, sucția reprezintă un potențial negativ, rezultă că, pentru a transforma o cantitate elementară de apă dw, reținută odată cu sucția s, în apă liberă, va fi necesar ca mediul extern să consume un lucru mecanic de drenaj specific pentru fiecare unitate de greutate de material uscat (Andrei, 1961):

d£Jr = s • d^, (1)

care corespunde zonei hașurate din figura 1 a.

Când solul trece printr-un proces de drenaj cu un conținut de apă cuprins între w± și w2, lucrările specifice de drenaj vor fi

***w***

s • d^, (2)

căreia îi corespunde aria BCC'B' (fig. 1a).

Dacă observăm evoluția procesului în timp, trebuie să introducem conceptul de putere specifică de drenaj, respectiv de umidificare:

d£dr
~dr dr

Din conceptele introduse mai sus, rezultă că aria suprafeței buclei de histerezis ABC B'A (fig. 1 b), dintre ramura de drenaj și ramura de umidificare, corespunde cantității de energie care are

a suferit o transformare ireversibilă în timpul procesului, adică

*⍰£ = S,dr — £„, (4)*

unde: £dr reprezintă lucrul mecanic specific de drenaj, — lucrul mecanic specific de umectare.

Prin urmare, rezultă că, pentru a efectua un proces de drenaj la o viteză finită, va trebui să cheltuim energie care va fi restaurată doar parțial.

Fig. 1. Scheme pentru definirea și interpretarea grafică a lucrului specific de drenaj-umectare: a — variația sucției cu conținutul de apă și reprezentarea grafică a lucrului elementar de drenaj; b — bucla de histerezis formată de ramurile de drenaj-umectare; c — reprezentarea procesului de drenaj-umectare-drenaj pentru o argilă activă.

în timpul procesului invers al umectării, ceea ce este, de asemenea, în deplin acord cu a doua lege a termodinamicii. În conformitate cu aceeași lege, cu cât viteza de dezvoltare a procesului este mai mare - cu alte cuvinte, cu cât procesul real se îndepărtează mai mult de cel cvasistatic - cu atât energia nominală ireversibilă va crește în consecință și aria buclei de histerezis. Astfel, pentru o argilă supraactivă, energia consumată atunci când procesul ciclic de sucțiune variază

1.1

extinsă în intervalul pF1 — pF2,5 a fost de numai 3,75 gcm/g, în timp ce pentru intervalul de variații pF1 — pF7 energia a fost de 6700 gcm/g (Andrei, 1963).

Având în vedere și interpretarea grafică a lucrului specific de drenaj și umidificare, observăm că zona hașurată ZB CD din figura 1 c poate fi considerată ca reprezentând valoarea lucrului specific efectuat pentru modificarea stării de compactitate.

■ Într-adevăr, datele din literatura de specialitate (Croney, 1952) arată că, în cazul ciclurilor repetate de drenaj-humectare pentru ma-

materiale cu structură rigidă, se obțin aceleași ramificații de drenaj și umidificare și, prin urmare, nu se cheltuiește energie pentru compactarea materialului.

Când lucrul mecanic specific și puterea nu sunt legate de greutatea unitară a fazei solide (£, S), ci de volumul unitar (£', S') sau de volumul fazei solide (£", S"), se utilizează relațiile de transformare din Figura 2.





dl cc (ü u cn

Folosind conceptele de lucru mecanic specific de drenaj și putere în analiza unui proces de drenaj al unei probe de sol supuse unui grad constant de depresiune (sucțiune), se poate demonstra că între debitul specific de drenaj Q'dr (cantitatea de apă drenată din unitatea de volum în unitatea de timp: Qdr = —“ J Y< — greutatea specifică a fazei solide a solului; e — raportul golurilor) și puterea specifică de drenaj există relația

Y? ^dr dr
1 -|- £ SS

În mod similar, utilizarea conceptelor energetice permite determinarea corelațiilor dintre anumiți indici ai apei. Astfel, relația (1) arată că sucțiunea reprezintă prima derivată a lucrului mecanic specific în raport cu

la conținutul de apă. Dacă derivăm sucțiunea în raport cu conținutul de apă, vom obține variabilitatea sucțiunii (fig. 3):

7, = —=i =£. (6)

dw

Considerând sucția ca un potențial negativ de transfer al apei

(0 = — $), rezultă că între capacitatea specifică a apei cw = -- și

Variabilitatea sucțiunii există în relația

Din curbele sucție-conținut de apă stabilite experimental (Andrei, 1963) s-a putut deduce, pe baza relației (6), variația lucrului mecanic specific și variabilitatea sucției în funcție de conținutul de apă, rezultând ordinele de mărime ale valorilor maxime ale acestora pentru diferite materiale poroase:

£w ~ 103 gcm/g, 7, ~ 1010 gcm/g

£« în 101 gcm/g, față de 0- 109 gcm/g

£w ~ 105 gcm/g, Vs ^ 108 gcm/g £u ~ 106 gcm/g, 7, ^ 107 gcm/g.

Această ultimă noțiune poate fi aplicată și evaluării cheltuielilor energetice legate de aplicarea mijloacelor de drenaj de diferite intensități:

— drenaj gravitațional simplu

(pF în 2,5) £dr — 10—20 gcm/g

— filtre cu ace vidate

(pF ch 2,8) %dr — 35—55 gcm/g

— guri de ventilație (pF în 4,7).... £Jr c^ 102—103 gcm/g — uscare completă (pF cap. 7):

— nisip fin £Jr ~ 10* gcm/g

— argile active &dr ^ 105—10G gcm/g

Pornind de la echivalența dintre energia exprimată în formă mecanică și calorică (1 $cm^3$/g = 2,34 $T_{000}$ cal) și admițând ipoteza că în timpul procesului de umidificare toată energia care devine disponibilă (lucrul mecanic specific de umidificare £« în $gcm^3$/g) este transferată mediului extern sub formă de căldură (în cal/gj), rezultă următoarea relație de legătură:

?, = 2,34 • 10„5 • £„ (8)

unde £„ = 4,24 • 10* ?„, (8')

din care prin derivare, ținând cont de relația (6), rezultă relația dintre căldura diferențială de umidificare =—”Y și aspirație:

q'u = 2,34 • 10"5 • s,

Folosind această relație, pe baza datelor experimentale privind căldura diferențială de umectare (ç' = 100... 600 cal/g) (Doumanski, 1960), se poate demonstra că pentru starea „uscată în etuvă” pF = 6,63... 7,40.

Tot pe bază energetică, putem stabili relațiile existente între următoarele patru moduri de caracterizare a interacțiunii apă-fază solidă („g-5”):

căldură diferențială de umectare — conținut de apă (q^, ^) î

umiditatea relativă a aerului — conținutul de apă f<pw, w)t adică izotermele de sorbție-desorbție;

sucție — conținut de apă (s, w);

Potențialul Luykov — conținutul de apă (0£, w).

Pentru a facilita studiul transferurilor de masă între diferite corpuri poroase, Luykov a propus utilizarea hârtiei de filtru ca corp standard și a definit ca potențial de umiditate raportul dintre conținutul de apă (w) al hârtiei de filtru corespunzător unei anumite stări de echilibru a conținutului de apă,

1.1

**TJ 0) C**

**ra u în**

Fig. 5. Reprezentare schematică a corelației dintre diferitele moduri de caracterizare a interacțiunii apă-fază solidă a materialelor poroase: a—relația căldură diferențială-conținut de umiditate (q'u, w)', b — izoterme de sorbție sau desorbție (9^, w)•, c — relația sucție-conținut de apă (s, w); d — relația potențial Luykov-conținut de apă (O^, w) -te — corespondența dintre cele patru scale (?'. <?»• s> °/-)-

1.1

și conținutul de apă al hârtiei de filtru la higroscopicitate maximă (wHM):

Acest lucru este important pentru utilizarea datelor din literatura de specialitate privind caracterizarea interacțiunii pentru diferite materiale poroase.

Luarea în considerare a transferurilor de energie care au loc în timpul proceselor de drenaj-umectare s-a dovedit utilă pentru studiul fenomenelor legate de umectarea solurilor foarte uscate, în special a loessului (Andrei, 1962; Andrei, Culità, Sbenghe, 1962).

Analiza din punct de vedere energetic a celuilalt aspect al procesului de circulație a apei prin soluri, și anume filtrarea, a permis obținerea următoarelor expresii pentru lucrul mecanic și puterea specifică de filtrare:

*d&l =^ (1 + e) k^-i'-dt, (10)*

2/ = ^ = ^-(1 + «)-^-^ (10')

unde kw este coeficientul de conductivitate a apei, iar i este gradientul hidraulic.

Luând ca debit specific de filtrare greutatea apei care curge în unitatea de timp pe unitatea de suprafață perpendiculară pe linia de curent, sub acțiunea unui gradient constant (Qf = yw' k • i) și ținând cont de relația (10) și figura 2, rezultă

adică o relație similară cu relația (5) obținută pentru cazul drenajului, din care reiese că gradientul hidraulic reprezintă, din punct de vedere energetic, tocmai puterea care trebuie cheltuită pentru filtrarea unității de greutate a lichidului în unitatea de timp.

Conceptele energetice discutate mai sus își dovedesc aplicarea în evaluarea efectului de întârziere al forțelor de retenție în cazul unui proces de drenaj și efectul lor de accelerare în cazul procesului de umectare inversă (Andrei, 1963).

Însă procesele de transfer al apei pot fi cauzate nu numai prin acțiunea directă asupra apei din pori, așa cum tocmai s-a arătat, ci și atunci când solul este supus unor solicitări mecanice care îi provoacă deformarea. În acest caz, o parte din energia totală cheltuită (W) este utilizată pentru modificarea volumului (W^v), iar cealaltă parte pentru modificarea formei (Wfm), adică

*W = WV + Wim, (12)*

Dacă ne limităm doar la examinarea procesului de modificare a volumului, așa cum are loc în edometru (VP/m^O), unde deformarea-

1.1

compresia laterală este împiedicată, putem obține considerând prisma solului saturat, din partea de sus a figurii 6a, care, sub acțiunea presiunii p, își modifică volumul cu Ad, expresia lucrului mecanic total de compresie, raportat la volumul unitar al fazei solide:

^^cmp — P ' ^t

care va fi reprezentat grafic prin dreptunghiul AB'BC (în partea de jos a figurii 6 a).

Pe de altă parte, teoria clasică a consolidării (Terzaghi, 1942) ne învață că toată presiunea aplicată este presupusă în primul

moment de către apa interstițială, trecând apoi, puțin câte puțin, în faza solidă; prin urmare, dacă luăm în considerare curba 21B de variație a presiunii efective p' asumată de faza solidă cu indicele de vid (e), va fi ușor de prezis că lucrul mecanic elementar utilizat în compactarea fazei solide va fi

*d£cmp=p'-de, (14)*

reprezentată grafic prin partea hașurată a dreptunghiului MM'NN', care se află sub curba [pf, ë].

În același timp, din relația fundamentală stabilită de Terzaghii:

$p = p' + u,$ *(15)*

care leagă presiunea totală aplicată (p) de presiunea interstițială (u) și de presiunea efectivă (p')} rezultă că suprafața AD'BC situată sub curba AD'B reprezintă tocmai energia cheltuită în evacuarea apei din pori în timpul procesului de consolidare. În conformitate cu această interpretare, cu cât gradele de presiune aplicată sunt mai mici, cu atât partea din energia totală utilizată efectiv pentru compactarea fazei solide va fi mai mare, comparativ cu cea utilizată pentru evacuarea apei din pori; această concluzie este în concordanță și cu relația (10), unde observăm că lucrul mecanic specific de filtrare crește odată cu pătratul gradientului hidraulic.

În același mod ca și în cazul procesului de drenaj, se poate demonstra că, în cazul procesului de compresie, aria buclei de histerezis ABC B' (Fig. 6 b) corespunde energiei consumate ireversibil în timpul unui proces care se desfășoară la o viteză finită și că aria hașurată ABCD din Fig. 6 c reprezintă energia consumată pentru a aduce particulele existente într-o stare compactă. În mod similar, se pot introduce noțiunile de putere specifică de compresie-umflare:

„t.,=^, (16>”

și variabilitatea presiunii

F, = ^p =Lcmf (17)

și se poate demonstra că rata de reducere a volumului solului sub acțiunea presiunii externe este proporțională cu puterea specifică de compresie (Andrei, 1963).

BIBLIOGRAFIE

Andrex, S., 1961, Cu plivite la unele probleme ale de2voltării mecanicii păminlurilor, Revista, construcțiilor și materialelor de construcții, No. 9, 477—485, București.

1962, Discussions, Comptes-rendus du 5 e Congrès International de Mécanique des Sols et des Travaux de Fondations, Vol. III, 113—116, Paris, Dunod.

— 1963, Drenarea apei din pămînturile cu granulafie fină (disertație). Institutul de

construcții din București, 476 p.

Andrei, S., Culița, C., Sbenghe, R., 1962, Cercetări privitoare la sensibilitatea la înmuiere a loes- surilor, Hidrotehnica, No, 6, 173—187, București.

Croney, D., 1952, The Movement and Distribution of Water in Soils, Géotechnique, Voi. 3, No.l, 1—16, London.

Doumanski, A. V., 1960, Liofilinosti dispersnyh sistem, Kiev, Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, 212 p.

REZUMAT

Fenomenele de drenaj al apei din sol care duc la apariția sau accentuarea stării nesaturate a solurilor și, în consecință, la manifestarea forțelor de interacțiune apă-fază solidă, trebuie analizate nu numai din punctul de vedere al transferurilor de masă, ci și din punctul de vedere al transferurilor de energie. Pentru a facilita studiul, este recomandabil să se distingă două aspecte: filtrarea și drenajul-humectarea. Într-adevăr, procesul de modificare a volumului unui sol sub acțiunea presiunii externe reprezintă întotdeauna un proces de drenaj și filtrare.

Deducerea și utilizarea expresiilor consacrate pentru transferurile de energie care însoțesc dezvoltarea acestor procese nu numai că reprezintă un prim pas către stabilirea ecuației bilanțului energetic, dar oferă în același timp posibilitatea unei înțelegeri mai profunde a fenomenelor care au loc în sistemul apă-fază solidă, pornind de la elementele lor comune: transferuri de masă și energie.

## REZUMAT

Fenomenele de drenaj al apei din sol, care duc la apariția sau accentuarea stării nesaturate a solurilor și, în consecință, la manifestarea forțelor de interacțiune apă — fază solidă, ar trebui analizate nu numai din punctul de vedere al transferului de masă, ci și din cel al transferului de energie. Pentru instalațiile de studiu, este recomandabil să se distingă două aspecte: filtrarea și drenaj-humectarea. Într-adevăr, procesul de modificare a volumului unui sol sub acțiunea unei presiuni externe reprezintă întotdeauna un proces de drenaj și filtrare.

Deducerea și utilizarea formulelor care exprimă transferul de energie care însoțește aceste procese reprezintă nu doar un prim pas către dezvoltarea unei ecuații a bilanțului energetic, ci permit în același timp o mai bună înțelegere a fenomenelor care au loc în sistemul apă-fază solidă, pornind de la elementele lor comune: transferuri de masă și energie.

## ZUSAMMENFASSUNG

Fenomenele de drenaj al apei din sol, care duc la apariția sau intensificarea nesaturației solului și, în consecință, la manifestarea forțelor de interacțiune dintre apă și fazele solide, trebuie studiate nu numai din perspectiva masei, ci și din cea a transferului de energie. Pentru a facilita studiul lor, este recomandabil să se distingă două aspecte: filtrarea și drenajul umidității. De fapt, procesul de modificare a volumului unui sol sub influența presiunii externe reprezintă întotdeauna un proces de drenaj și filtrare.

. 1

Derivarea și aplicarea expresiilor stabilite pentru transferurile de energie care însoțesc desfășurarea acestor procese nu reprezintă doar un prim pas către stabilirea ecuației bilanțului energetic, ci oferă și posibilitatea înțelegerii mai detaliate a fenomenelor care au loc în sistemul apă-fază solidă, pornind de la elementele lor fundamentale comune: transferurile de masă și energie.

DISCUŢIE

W. HOLMES (Australia). Cantitatea qu dată în lucrarea Dr. Andrei are valoarea de 100—600 cal/gm. Este această cantitate legată de intervalul căldurii latente de vaporizare a apei în intervalul de variație a energiei libere în soluri? Sau care este semnificația sa fizică?

ANDREI. Valorile q^ = 100—600 cal/g reprezintă căldura diferențială de umectare lq^ = a diferitelor materiale poroase aflate în dispersie și nu căldura integrală de umectare qu care, pentru sol, este cuprinsă între 0 (nisipuri) și 15—20 cal/g (argile active).

**Al V-lea Congres Intern de Știința Pedologiei, București, România, 1964**

## CAPACITATEA DE RETENȚIE A APEI ȘI TENSIUNEA UMIDIȚII (pF) CARE APAR LA CAPACITATEA APEI DIN TEREN ÎN PROFILE ARTIFICIALE OMOGENE DIN MAI MULTE SOLURI POLONEZE

MIECZYSLAW BIRECKI, STANISLAW TRZECKI1

### INTRODUCERE ȘI RECENZIE A LITERATURII DE STUDIU

La determinarea capacității hidrice de câmp a unor soluri în condițiile de teren ale anilor 1961 și 1962 și la compararea rezultatelor obținute cu cele calculate din determinările tensiunii de umiditate în probe din aceleași soluri în laborator, s-a constatat o mare divergență în rezultate (Birecki și Trzecki, în curs de publicare). În literatura disponibilă la acea vreme, s-a raportat că capacitatea hidrică de câmp apare la o tensiune de umiditate de aproximativ 1/3 atm, ceea ce corespunde strict unei coloane de apă de 345 cm, adică unei valori pF de 2,54 (Piper, 1957; Richard și Beda, 1953). În vederea elucidării acestor rezultate controversate, s-au întreprins investigații mai detaliate care, pentru a obține o precizie ridicată și posibilități de reproducere a rezultatelor, au fost efectuate pe profile artificiale omogene de sol. Abia mai târziu s-a aflat că și alți autori care se ocupă de această problemă au descoperit experimental că capacitatea hidrică a solurilor apare la o tensiune de umiditate mult mai mică, de aproximativ pF=2 (Peerlkamp și Boekel, 1960).

Cercetări privind caracteristicile apei din sol — un factor complex și variabil — au fost întreprinse și prin intermediul unor considerații teoretice și experimente de verificare (Childs și Poulavassilis, 1952).

În ceea ce privește retenția apei în profilul solului, calculele teoretice și coroborarea lor experimentală au fost efectuate de Childs și Poulavassilis (1962). Pentru a confirma corectitudinea premiselor teoretice, s-au utilizat substanțe poroase cu dimensiune capilară cunoscută cu precizie (Waldron și colab., 1961). În același an, Panfilov (1962), publicând datele sale despre condițiile optime de umiditate pentru producția de grâu, a susținut că, la 10 zile după saturarea solului cu apă (la ceea ce el a numit umiditatea rupturii lanțului capilar), umiditatea se stabilizează în profilul solului, nemaimodificându-se în următoarele

10-20 de zile. În investigațiile actuale, ale căror rezultate sunt prezentate mai jos, cea mai lungă perioadă la sfârșitul căreia a fost determinată apa reținută în profil a fost de 10 zile.

Universitatea Agricolă din Varșovia, REPUBLICA POPULARĂ POLONEZĂ.



INVESTIGAȚII PROPRII ALE AUTORILOR

Studiile au fost efectuate în perioada 1962—1963 în cadrul Departamentului de Sol General și Cultivarea Plantelor, Universitatea Agricolă din Varșovia, pe soluri de la Stațiunea Agricolă Experimentală de la Chylice. Au fost investigate următoarele patru soluri:

strat arabil de sol negru;

lut ușor sub solul negru;

sol nisipos-lutos ușor din stratul arabil de podsol;

nisip afânat pe subsol nisipos-lutos.

După cernerea solului printr-o plasă de 2 mm și o amestecare temeinică, s-a obținut un material omogen din care s-au preparat profile artificiale cu înălțimea de 140 cm în tuburi de plexiglas. S-a avut grijă să se mențină, pe cât posibil, o textură uniformă a întregului profil. Pentru fiecare sol s-au realizat 3-4 replici ale profilului. Solul din profile a fost saturat cu apă timp de 2-3 zile cu ajutorul unui dispozitiv de dozare, astfel încât apa să nu rămână la suprafața profilului. Această procedură a permis saturarea precisă a întregului profil și, în același timp, a împiedicat bulele de aer să rămână în pori. Apa care pătrundea, parțial sau în totalitate, prin profile a fost drenată la fund. După saturarea profilelor, suprafața a fost protejată de evaporare, iar profilele au fost lăsate să stea o perioadă definită pentru a permite scurgerii apei libere.

Într-un grup de experimente, pânza freatică a fost menținută la o adâncime de 140 cm în profile, iar 2, 3 și 4 zile au fost considerate suficiente pentru drenarea excesului de apă. 1 • .
: ; :

În al doilea grup de experimente, în locul pânzei freatice, o plasă metalică a constituit baza profilului. Pentru drenarea excesului de apă, profilele au fost lăsate să stea timp de 3-10 zile, apoi au fost împărțite în straturi de 10 cm și în fiecare dintre acestea s-a determinat conținutul de apă și greutatea specifică volumică a solului. •■ .

În paralel, tensiunea de umiditate a solului (pF) a fost determinată în soluri cu o textură similară cu cea din profilele respective la presiuni de 0,01; 0,03; 0,1; 0,3; 1; 2; 10 și 16 atm. Au fost determinate și unele proprietăți fizice și chimice ale solurilor utilizate pentru profilele artificiale, care ar putea influența condițiile de umiditate: greutatea specifică (picnometric), indicele de permeabilitate la apă (conform standardului polonez PN-55/B-04492), conținutul procentual de humus (metoda Tiurin) și analiza mecanică (metoda Bouyoucos în modificarea Casagrande și Proszynski).

Rezultatele acestor determinări sunt compilate în tabelele 1 și 2.

Din datele din aceste tabele se observă că solurile utilizate pentru profilele artificiale diferă foarte mult unele de altele. Aceste tipuri diferite de sol au fost selectate în mod special pentru a studia pe ele problema retenției de apă și a tensiunii umidității în profil la capacitatea câmpului de apă (după 3 zile) și ceva mai târziu (10 zile).

*Tabelul 1*

**Unele proprietăți fizice și chimice ale solurilor studiate**

Scanat cu scanerul OKEN

*Tabelul 2*

**Analiza mecanică a solurilor investigate,**

Forțele de retenție în solurile particulare (profile artificiale) au fost determinate în condiții de laborator pe plăci și membrane ceramice. Rezultatele determinărilor sunt reprezentate de curbele pF din figura 1.

După cum se poate observa din figură, există diferențe destul de mari în ceea ce privește capacitatea de retenție a apei între diferitele soluri. Nisipul afânat a reținut cea mai mică cantitate de apă (atât disponibilă, cât și indisponibilă), solul nisipos-lutos ușor a avut o capacitate de retenție ceva mai mare, în timp ce solul negru și solul lutos ușor au prezentat un conținut mult mai mare de apă reținută. În ceea ce privește ultimele două tipuri de sol menționate, solul negru a reținut mai multă apă, până la pF=2, iar peste această valoare s-a întâmplat invers.

Relațiile de umiditate din profilele artificiale ale solurilor studiate, formate în diferite perioade de timp după saturația cu apă și în funcție de prezența sau absența pânzei freatice, sunt ilustrate în figura 2. Această figură arată procentul în volum de apă indisponibilă plantelor în straturile de 10 cm ale profilului, cantitatea totală de apă reținută în diferite

timpii după saturație (inclusiv capacitatea câmpului), capacitatea capilară și totală, contribuția fazei solide și tensiunea de umiditate exprimată ca valoare pF la diferite perioade după saturația profilului.

Fig. 1. Curbele pF și porozitatea celor patru soluri studiate,

Din datele prezentate grafic (fig. 2) rezultă că materialul solului a avut, la diferite adâncimi, o textură uniformă. Contribuția fazei solide în solul negru a fost de 49%, în luto-sol ușor de 49%, în luto-sol nisipos ușor de 60% și în nisipul afânat de 63%. Cu toate acestea, raportul dintre porozitatea capilară și cea necapilară a fost oarecum modificat. În stratul inferior al profilului, așa cum se pare

Conform figurii, porozitatea capilară a crescut în detrimentul porozității non-capilare. Acest lucru a fost cauzat, cel mai probabil, de o deplasare parțială a particulelor de sol în timpul

filtrării după saturarea profilului cu apă și/sau de o reorientare a particulelor de sol, care nu a dus la nicio modificare corespunzătoare a greutății volumetrice specifice a solului.

Solurile au prezentat diferențe semnificative în ceea ce privește cantitatea de apă reținută (disponibilă și indisponibilă). Dacă se iau în considerare solurile specifice, se poate trage concluzia că, în funcție de timpul scurs după saturație și de prezența sau absența pânzei freatice, diferențe mai mari au apărut în cazul solurilor mai grele decât în cazul celor ușoare.

Modelul de umiditate la diferite adâncimi ale profilului a fost, de asemenea, caracteristic. În funcție de tipul de sol, acesta a crescut ușor până la o adâncime de 60-90 cm, în timp ce în straturile mai adânci a crescut abrupt, atingând la nivelul pânzei freatice capacitatea capilară completă. Faptul că absența pânzei freatice și o perioadă mai lungă de timp după saturația completă nu au schimbat radical aceste condiții poate fi atribuit forțelor de reținere a apei din profil. Aceste forțe par a fi mai puternice în straturile de sol mai adânci (sub 70-90 cm), deoarece cantitatea de apă reținută aici este mai mare. Este posibil ca acest lucru să fie cauzat de lipsa unei conexiuni directe între capilarele mai mari (peste 8 [x în diametru]) și, în consecință, de apariția unei tensiuni suplimentare (tensiune de umiditate) datorată apei legate de forțe mai puternice în capilarele medii (8-0,2 pt) care le interconectează pe cele mari.

Acest fenomen permite, de asemenea, presupunerea că prezența unei pânze freatice temporare în sol ar trebui atribuită nu numai impermeabilității substratului, ci și forțelor de retenție din straturile mai profunde de sol, în care, așa cum par să indice studiile actuale, chiar și după 10 zile conținutul de apă reținut în straturile sub 120-130 cm era aproape de capacitatea capilară (chiar și în profile fără pânză freatică și într-un sol cu o textură relativ afânată). Confirmarea acestei ipoteze necesită, însă, investigații suplimentare.

Al doilea obiectiv al investigațiilor efectuate asupra profilelor artificiale a fost de a stabili căror valori ale pF corespunde „capacitatea apei de câmp” și care sunt relațiile care guvernează această problemă nu numai la suprafață, ci și în straturile mai adânci. Valoarea pF cel mai frecvent raportată în literatura de specialitate este 2,54 (Thomas și Moody, 1962; Waldron și colab., 1961), deși unii autori caracterizează și proprietățile apei din sol la pF = 2 (Kuipers, 1961a, 1961b).

Măsurătorile capacității de câmp efectuate de noi în condiții de teren au diferit mult de această valoare. Umiditatea solului la capacitatea de câmp a fost mai mare decât cea la pF = 2,54, ceea ce indică fie că subsolul trebuie să fie impermeabil, fie că valoarea calculată este prea mare.

Acest lucru a fost confirmat de determinările efectuate în profilele artificiale (fig. 2), din care a rezultat că la „capacitatea de câmp” valoarea pF este mai mică și că nu este o valoare constantă. Anume, în funcție de tipul de sol și de prezența sau absența pânzei freatice, s-au obținut următoarele valori pentru valoarea pF în straturile superioare ale profilului:

— după 3 zile în profile cu pânză freatică la o adâncime de 140 cm: 2,0—2,2,

ö

Fig. 2. Relații de umiditate

—7, apă indisponibilă; apă reținută după 10 zile în profil fără profil fără pânză freatică, exprimată în vol., % și ca valori pF; apă

vol., % și ca valori pF: .xx porozitate capilară: —

cu cc (U w co

Pânză freatică, exprimată în % vol. și ca valori pF; — apă reținută după 3 zile în profil cu pânză freatică la o adâncime de 140 cm, exprimată în porozitate totală; partea hașurată: fază constantă a solului.

QR scanat cu OKEN

**O> C**

**C.**

**03 w CD**

1 2

după 3 zile în profile fără pânză freatică: 2,1 —2,4,

după 10 zile în profile fără pânză freatică: 2,2 — 2,5^.

Valoarea pF care caracterizează apa reținută a scăzut odată cu adâncimea, inițial ușor până la 70—90 cm, apoi odată cu creșterea adâncimii, atingând, după 3 zile în profilele cu pânză freatică, o valoare zero, în timp ce în cele în care pânză freatică lipsea, valoarea pF a fost de 0,5—1,2. Chiar și după 10 zile, valoarea sa era încă între 1,15 și 1,7.

Trebuie subliniat faptul că, în profilele artificiale, solul a fost destul de afânat și ușor permeabil la apă. Prin urmare, este probabil ca, atunci când solul este mai compact și permeabilitatea redusă, așa cum este cel mai frecvent cazul într-un profil natural de câmp,

conținutul de apă la capacitatea câmpului să fie mai mare, prin urmare valoarea pF mai mică atât în straturile superioare, cât și în cele inferioare ale profilului. Desigur, aceasta nu se referă la stratul arabil în care structura, precum și condițiile de apă sunt mai schimbătoare.

REFERINȚE

Birecki M., Trzecki, St., Sita ssaca (pF), pojemnosc polowa i niektore inne vodne wlasciwosci w profilu naturalnym i sztucznym piaszczystej gleby lekkiej, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln (w druku).

Birecki, M., Trzecki, St., Charakterystyka wartosci pF dwoch typow gleb (czarnej ziemi i bielicy piaszszystej), Prace i studia Komitetu Inz. eu Gosp. wodnej (w druku).

Childs, EC, Poulavassilis, A., 1962, Profilul de umiditate deasupra unui nivel freatic în mișcare, J. Soil Sei., 2.

Kuipers, H., 1961a, Conținutul de apă la pF2 ca caracteristică în cercetarea cultivării solului în Olanda, Neth. J. Agric., 1.

1961 b, Observații preliminare privind porozitatea agregatelor de sol în stare uscată la aer

*și pF2, Neth. J. Agric., 3.*

Panfilov, VP, 1962, K voprosou o dosioupnosli rasteniiam pochivennoi vlagtti, Izv. Sibirsk. Otd., AN SSSR, 2.

Peerlkamp, PK, Boekel, Ir. P., 1960, Moisture Retention by Soils, Versl. Med. Comm. Hidrol. Onderz. TNO, 5.

Piper, CS, 1957, Analiza solului și a plantelor (în poloneză) PWN, Varșovia.

Richard, F., Beda, j., 1953, Metode pentru determinarea legării apei și a dimensiunilor porilor în solurile forestiere depuse natural, Comunicări ale Institutului Elvețian pentru Cercetări Forestiere, 2.

Thomas, GW, Moody, JE, 1962, Relații chimice care afectează capacitățile de reținere a apei ale argilelor, Soil Sei. Soc. America Proc., 2.

Waldron, LJ, Mcmurdie, JL, Vomocil, JA, 1961, Retenția apei prin forțe capilare într-un sol ideal, Proc. (Soil Sei. Soc. America), 4.

REZUMAT

Pentru investigațiile efectuate în 1961—1963 au fost utilizate patru soluri diferite, din care au fost pregătite profile de sol cu înălțimea de 140 cm, constând din material omogen. Profilele au fost apoi saturate cu apă, protejate de evaporarea superficială și lăsate o perioadă mai mult sau mai puțin lungă (2—10 zile) pentru a permite scurgerea excesului de apă. În unele dintre profile se menținea o pânză freatică, în altele nu. După un anumit timp,

cantitatea de apă reținută a fost determinată la diferite adâncimi în profil. S-a stabilit că tensiunea de umiditate în straturile superioare ale solului la capacitatea de câmp a fost mai mică decât pF = 2,54 menționat în general în literatura de specialitate. Datele obținute din cercetările noastre arată că în solurile permeabile cu o pânză freatică la adâncimea de 140 cm, valorile pF ale capacității de câmp sunt 2,0—2,2, în timp ce în cele fără pânză freatică, acestea sunt 2,1—2,4. Abia după 10 zile valorile pF au variat, în profilele fără pânză freatică, de la 2,2 la 2,55.

Cei 2

REZUMAT

Pentru testele efectuate în 1961-1963, s-au utilizat profile artificiale omogene cu grosimea de 140 cm, compuse din materiale provenite din 4 soluri diferite. Profilele, saturate cu apă și protejate împotriva evaporării superficiale, au fost lăsate să stea timp de 2 până la 10 zile pentru a permite scurgerea excesului de apă. În unele profile s-a menținut o pânză freatică, dar nu și în altele. După un anumit timp, s-a determinat cantitatea de apă reținută la diferite adâncimi în profil. S-a constatat că forțele de retenție a apei în straturile superficiale ale solului nu au atins valoarea pF = 2,54, citată în general în literatura de specialitate. Testele noastre arată că valoarea pF variază de la 2,0 la 2,2 pentru solurile permeabile cu pânză freatică la o adâncime de 140 cm, în timp ce pentru aceleași soluri fără pânză freatică, această valoare variază de la 2,1 la 2,4. S-a constatat că în aceste din urmă soluri, abia după 10 zile, valorile pF au variat de la 2,2 la 2,55.

REZUMAT

Pentru studiile efectuate între 1961 și 1963, au fost utilizate patru soluri diferite, din care au fost create profile artificiale de sol, cu înălțimea de 140 cm, realizate dintr-un material uniform. Profilele au fost saturate cu apă, protejate de evaporarea superficială și lăsate să se scurgă excesul de apă pentru diferite perioade de timp (2-10 zile). Pânza freatică a fost menținută în unele dintre profilele de sol, dar nu și în altele. După o anumită perioadă de timp, a fost determinată cantitatea de apă reținută la diferite adâncimi ale profilelor de sol. S-a constatat că forțele de sucțiune ale straturilor superioare ale solului la capacitatea de câmp sunt mai mici decât valoarea pF menționată în general în literatura de specialitate = 2,54. Studiile noastre arată că în solurile permeabile cu o pânză freatică la o adâncime de 140 cm, valorile pF ale capacității de câmp sunt 2,0-2,2, iar fără pânză freatică, valorile pF sunt 2,1-2,4. În profilele de sol fără pânză freatică, valorile pF au fost între 2,2 și 2,55, abia după 10 zile.

Al 4-lea stagiar, Congresul de știința pedologiei, București, ROMÂNIA, 1964 '■'.

3

**CURBELE pF ȘI RELAȚIA LOR CU**
**CONSTANTELE DE BAZĂ ALE APEI ÎN SOLURILE CERNOZIOMICE DIN ZONA IRIGATĂ**

**DIN BACKA1 j**

NOVICA VUCIC 2 .; ■ :

Zona de irigații din Backa acoperă aproximativ 70% din zonele de irigații (350.000 ha) ale hidrosistemului Dunăre-Tissa-Dunăre, care este în construcție. Învelișul de sol al acestei zone este în principal cernoziom - peste 90% - cu subtipurile și varietățile sale și, prin urmare, cunoașterea proprietăților sale vegetative trebuie să stea la baza irigării raționale a practic întregii zone de irigații din Backa (Vucic, 1962).

Datorită faptului că curbele pF dezvăluie relațiile reciproce în sistemul sol-apă-plantă mai clar decât celelalte metode aplicate până acum, aceste curbe joacă un rol deosebit și au o importanță deosebită în irigații.

„Anumiți autori sunt de părere că curbele pF ale solului nu pot servi drept bază fiabilă pentru un calcul indirect al valorilor capacității apei în câmp și ale umidității la ofilire. Cu toate acestea, dacă luăm în considerare faptul că capacitatea apei în câmp și umiditatea la ofilire sunt afectate de mai mulți factori și că valorile acestora, conform unor opinii recente, reprezintă un interval de umiditate, nu un punct, valorile pF ar trebui, de asemenea, considerate mai realist. Acest lucru este sugerat de faptul că toți autorii sunt de acord cu concluzia că valorile pF 2,5-2,7 și 4,2 reprezintă valorile medii respectiv ale capacității apei în câmp și ale umidității la ofilire."

CURBELE pF ȘI CONSTANTELE DE APĂ DE BAZĂ ALE CERNOZIOMULUI

Curbele pF au fost obținute după procedura recomandată de Marshall (1959), în timp ce capacitatea hidrică de câmp și umiditatea la ofilire au fost determinate prin metode standard (Astapov, 1958; Kramer, 1949).

Valoarea medie a pF corespunzătoare capacității apei pe teren este pF' 2,5, deși există o gamă largă de variații; totuși, valorile în mare parte

■ ? Backa face parte din Voivodina, o câmpie întinsă din bazinul Panonic, la nord de

Iugoslavia.

o£ Ag™"1^6" Novi Sad, REPUBLICA FEDERATIVĂ SOCIALISTĂ A IUGOSLAVIEI.

*Tabelul 1*

variază în intervalul de valori pF de 2,5—2,7 (în probe de sol neperturbate). În cazul probelor aflate în stare perturbată, valorile „procentului de 1/2 atm" (pF = 2,7) se apropie mai mult de capacitatea apei din câmp, în special în orizontul A. În aceste soluri, echivalentul în umiditate este și mai aproape de capacitatea apei din câmp și, deși există o corelație cu procentul de 1/2 atm, există abateri, în special în orizontul C.

O analiză a valorilor pF ale umidității ofilirii permanente relevă o diferențiere a valorilor la diferite adâncimi ale profilului de sol. În orizonturile A și AC, valorile pF ale umidității ofilirii sunt mai mari - ajungând la aproximativ 4,4, în timp ce în orizonturile G și CG, acestea ajung la 4,2. Exprimate ca presiune, aceste valori au un interval de 15-25 atm. Richards și Weaver (citați în Baver, 1956) au descoperit că floarea-soarelui începe să se ofilească la un conținut de umiditate corespunzător unei presiuni de 5-13 atm, în timp ce ofilirea permanentă se instalează în intervalul 20-40 atm. Aceasta înseamnă că valoarea pF 4,2 sau „procentul de 15 atm" corespunde mai îndeaproape cu umiditatea inițială de ofilire și este în concordanță cu constatările autorului de față din tabelul 1 privind orizonturile A și AC, în timp ce în orizonturile C și CG este mai aproape de umiditatea ofilirii permanente.

1.3

„Umiditatea lentocapilară", determinată la o presiune de 6,25 atm cu ajutorul aparatului cu membrană sub presiune, corespunde „umidității de rupere a conexiunii capilare" a autorilor sovietici (Abramova, citată în Rode, 1955), deoarece se situează în principal în intervalul 60-70% din capacitatea apei din câmp și poate fi utilizată în irigații ca limită inferioară a umidității optime. Abaterile se găsesc în principal în orizontul C, la o adâncime de peste 100 cm, dincolo de limitele rizosferei active și, prin urmare, nu prezintă un interes deosebit din punctul de vedere al irigațiilor.

CONCLUZIE

În solul cernoziom examinat, nivelurile de umiditate la pF = 2,7 și pF = 4,2 pot fi utilizate în scopuri practice, deoarece valorile lor respective se apropie de cele ale capacității de apă a câmpului și de cele ale umidității inițiale de ofilire.

Umiditatea lentocapilară — pF = 3,8, considerată ca limită inferioară a conținutului optim de umiditate, este în acord cu opiniile moderne pe această temă.

REFERINȚE

Astapov, SV, 1958, Meliorativnoe pochivovedenie (praktikoum), Selskhozghiz, Moscova.

Baver, LD (1956, Fizica Solului, New York).

Kramer, P., 1949, Relațiile dintre plante și sol, apă, McGraw-Hill Book Co., New York.

Marshall, JT, 1959, Relațiile dintre apă și sol, Biroul Commonwealth-ului pentru Soluri, Harpenden.

Rode, AA, 1955, Vodnye svoistva pochiv i gruntov, Izd. URSS, Moscova.

Vucid, N., 1962, Contribuție la cunoașterea proprietăților apei din cernoziom și rogoz de luncă și importanța acestora pentru irigații în zona de irigații Bache (disertație doctorală-manuscris), Novi Sad.

REZUMAT

Din rezultatele obținute s-a concluzionat că curbele pF oferă valori aplicabile în practica de irigare pe cernoziomurile din Voivodina.

Valorile pF la capacitatea câmpului variază într-o mare măsură la diferite adâncimi ale profilului, dar valorile se situează în mare parte în intervalul de la 2,5 (probe neperturbate) la 2,7 (probe perturbate).

Echivalentul în umiditate este și mai similar cu capacitatea câmpului.

Un procent de 15 atm (pF = 4,2) corespunde mai bine primului punct de ofilire permanentă pentru orizonturile A și AC.

Umiditatea lentocapilară coincide cu umiditatea rupturii conexiunii capilare la autorii sovietici.

RELUA

Dans la pratique, les courbes du pF dans le chernozem de la Vojvodina (Iougoslavia) donnent des valeurs utilisables pour l'irrigation.

Valorile pF la capacitatea câmpului variază în funcție de adâncimea profilului în limite destul de largi, dar se găsesc mai ales între valorile de 2,5 (pentru probele neperturbate) și 2,7 (pentru probele perturbate).

Umiditatea echivalentă este și mai aproape de capacitatea câmpului.

1. 3

Procentul la 15 atin (pF=4,2) corespunde mai degrabă umidității de la începutul punctului de ofilire pentru orizonturile A și AC.

Umiditatea capilarității încetinite corespunde umidității întreruperii legăturilor capilare ale autorilor sovietici. • . ••

RETURNARE •

Für praktische Zwecke stellen die pF-Kurven des Tschernosems der Vojvodina (Jugoslawien) brauchbare Werte dar.

Valorile pF ale capacității câmpului în cernoziom variază în funcție de adâncimea profilului între limite destul de largi, dar se situează în principal între 2,5 (pentru probele în stare nealterată) și 2,7 (pentru probele în stare alterată).

Echivalentul în umiditate este și mai aproape de capacitatea câmpului.

Valoarea umidității la o tensiune de aspirație de 15 atmosfere corespunde mai îndeaproape cu umiditatea inițială a punctului de ofilire pentru orizonturile A și C.

„Punctul lentocapilar” corespunde termenului folosit de autorii sovietici ca punct de ruptură capilară.

DISCUŢIE

AA RODE (URSS). În multe articole putem vedea încercări de a determina o valoare comună de sucțiune pentru toate solurile (și potențialul de umiditate) pentru conținutul de umiditate care este egal cu capacitatea câmpului. Mi se pare că astfel de încercări nu au succes. Să luăm în considerare un solum complet umezit până la adâncimea pânzei freatice, cu franja capilară formându-se deasupra acestuia. Sucțiunea la limita superioară a franjei, exprimată în cm de apă, este egală cu grosimea franjei capilare, exprimată tot în cm. Limita superioară a franjei capilare coincide cu limita inferioară a stratului superior, în jurul căruia conținutul de umiditate este constant în întregul acest strat și este egal cu capacitatea câmpului. Ulterior, sucțiunea, care este egală (în cm) cu grosimea franjei capilare, corespunde conținutului de umiditate la capacitatea câmpului. Grosimea franjei capilare variază foarte mult în diferite soluri, de la 30-40 cm în nisipuri până la 3-4 m în lut lut greu. Prin urmare, valoarea de aspirație corespunzătoare capacității câmpului diferă de la 30 — 40 cm până la 300 — 400 cm de apă.

D. HILLEL (Israel). Pare inutil să se caute un punct pe curba pF (sau „caracteristica umidității solului”) care să corespundă cu „capacitatea câmpului”. Curba pF reprezintă stări de echilibru și nu prezintă discontinuități. „Capacitatea câmpului”, așa cum este definită în mod obișnuit, nu este deloc un punct de echilibru, ci o valoare empirică măsurată la un moment arbitrar în timpul unui proces continuu de redistribuire a solului și a apei după infiltrare. Ca atare, „capacitatea câmpului” depinde de condițiile limită ale profilului. Deși uneori utilă, este un concept teoretic prost definit și poate fi înșelătoare în alte momente. Explicația pentru „capacitatea câmpului”, în orice caz, poate fi găsită mai bine în curba conductivității hidraulice în funcție de conținutul de umiditate, decât în curba pF. Curba conductivității hidraulice, deși este, de asemenea, continuă, scade la valori relativ scăzute la conținuturi de umiditate mai mici, astfel încât într-un sol profund umed (unde gradienții medii de sucțiune sunt mici, iar gravitația este principala forță de mișcare) după câteva zile conținutul de umiditate se modifică foarte lent. Dar când devine schimbarea atât de lentă încât o putem ignora și presupune că umiditatea solului rămâne constantă? Acest lucru este arbitrar.

SA TAYLOR (SUA). Punctul de ofilire permanentă, la fel ca și capacitatea de câmp, este o valoare dinamică care depinde atât de potențialul apei din sol, cât și de rata de îndepărtare. Rata de îndepărtare, la rândul ei, depinde de cererea atmosferică și de proporția de rădăcini dintr-un volum dat de sol. Este probabil ca distribuțiile rădăcinilor să fie diferite în diferitele orizonturi. Prin urmare, diferențele raportate pot fi o consecință a metodei de măsurare.

## MODIFICĂRI ALE ASPIRAȚIEI ÎN TIMPUL PROCESULUI DE EVAPORAREA UMIDITĂȚII SUSPENDATE

AA RODE, GI ROMANOVA

Rode (1947) și Bolshakoff (1950) au stabilit că umiditatea în suspensie se deplasează în stare lichidă în sus, către suprafața de evaporare. Abramova (1953) a realizat un studiu atent și detaliat al acestui fenomen în condiții experimentale de laborator. Acest studiu a dus la conceptul de „umiditate a rupturii conexiunilor capilare" ca valoare minimă a umidității solului la care mișcarea ascendentă a umidității încetează.

Umiditatea în suspensie se deplasează în sus în timpul procesului de evaporare. S-ar putea presupune că forța motrice a acestui fenomen este sucția, specifică solurilor nesaturate cu apă. Cu toate acestea, s-ar putea obiecta că mișcarea ascendentă a umidității în suspensie, în special în primele sale etape, are loc fără gradient de umiditate (în cazul în care textura și împachetarea sunt uniforme de-a lungul solului), ceea ce este de obicei considerat a fi legat de gradientul de sucție. În plus, datele lui Abramova (1953) și Hallaire și Henin (1958) dovedesc că umiditatea în suspensie este capabilă să se deplaseze chiar și spre straturile mai umede. Dar odată cu creșterea conținutului de umiditate, sucția crește. Trebuie menționat că avem de-a face cu o magnitudine algebrică a sucției, care este negativă în solurile nesaturate cu apă.

Se pare că umiditatea în suspensie, așa cum este dovedit de datele lui Abramova și Hallaire și Henin, se deplasează în timpul evaporării cu gradient de sucțiune zero sau chiar în direcția acestui gradient; se știe, totuși, că umiditatea se poate deplasa opus acestor gradienți, adică de la straturile mai umede (cu sucțiune mai mare) la straturile mai uscate (cu sucțiune mai mică).

Cum poate fi explicată această contradicție? S-a realizat un experiment pentru a afla cum se modifică sucția în timpul evaporării umidității în suspensie și cum este legată schimbarea sucției de modificarea conținutului de umiditate al solului. •

O cutie de fontă galvanizată, cu înălțimea de 60 cm, lungimea de 60 cm și lățimea de 20 cm, a fost umplută cu același lut folosit în experimentul Abramovei. Pe lateralele cutiei au fost făcute niște găuri. Prin aceste găuri treceau tensiometrele.

4

Cupe cu manometre de Hg au fost introduse la o adâncime de până la 5, 8, 12, 16, 21 și 2 miliarde cm de suprafață. Lutul a fost umezit, dar nu până la fund, pentru a determina umiditatea în suspensie. După finalizarea infiltrației, suprafața lutului a fost protejată cu grijă de evaporare. Suprafața a fost deschisă 5 zile mai târziu în primul experiment și 13 zile în al doilea. Pentru a accelera procesul de evaporare, trei lămpi de 40 g/cm3 au fost plasate deasupra lutului pentru a încălzi ușor suprafața. Încălzirea a continuat timp de 6 ore zilnic. Citirile tensiometrelor au fost efectuate zilnic la ora 9, înainte de aprinderea lămpilor. Conținutul de umiditate a fost determinat prin forare în patru repetări la intervale de 1-4

zile în straturile la 0-2,5, 2,5-5, 5-7,5, 7-5-jo cm și la fiecare 5 cm mai adânc. Densitatea volumetrică a lutului a fost egală cu 1,55 g/cm3.

Rezultatele experimentelor sunt prezentate în fig. 1 A și B. Pe fiecare dintre ele există profiluri de distribuție a umidității date ca procente din greutatea lutului (grupul de linii continue din dreapta) și corespunzătoare acestora profiluri de sucțiune date în mm Hg (grupul de linii punctate din stânga). Mărimile umidității și sucțiunii cresc (sucțiunea crește algebric) de la stânga la dreapta. Numerele de lângă curbe arată numărul de zile de la începutul evaporării. Ziua în care suprafața a fost deschisă este considerată zero. Pe aceste figuri sunt prezentate doar unele dintre curbe, legate de momentele cele mai tipice.

În figura 1A se arată că la momentul zero conținutul de umiditate a fost cel mai ridicat în stratul superficial. În jos, până la adâncimea de 8 cm, a scăzut, apoi până la adâncimea de 30 cm a rămas constant și egal cu 18-18,5%, iar în zona de tranziție a umidificării incomplete a scăzut brusc la 2% în stratul de la 40 la 45 cm. Curba de sucțiune la momentul zero dovedește că sucțiunea este maximă la adâncimea de 21 cm și din acest punct scade ușor în sus și în jos. Astfel, de la început se formează un mic gradient pozitiv îndreptat în jos, atât în stratul cu conținut de umiditate constant (8-27 cm), cât și în stratul cu direcția opusă gradientului de umiditate (0-8 cm). Gradientul de sucțiune provoacă mișcarea ascendentă a umidității de la straturile mai uscate către cele mai umede.

În primele douăzeci și patru de ore (curbele 1) conținutul de umiditate din stratul umed scade ușor, dar direcția și magnitudinea gradientului de umiditate rămân aproape aceleași ca în stadiul inițial în stratul până la 25 cm, gradientul de sucțiune crescând distinct în stratul de la 5 la 21 cm și având direcție opusă gradientului de umiditate.

În următoarele douăzeci și patru de ore (curbele 2), conținutul de umiditate a continuat să scadă. Cu toate acestea, creșterea conținutului de umiditate în stratul de 30-45 cm indică faptul că scăderea conținutului de umiditate în stratul superior de 30 cm este cauzată de percolare pe parcursul a 2 zile. În acel moment (curbele 2), în stratul superior de 8 cm, conținutul de umiditate scade în jos, ca înainte. În stratul de 8-22 cm, acesta este aproape constant și egal cu 17-17,3%, adică aproape de capacitatea câmpului. În același timp, sucția are magnitudinea maximă în stratul de 16-26 cm. În partea superioară a lutului (de la adâncimea de 16 cm) se observă un gradient de sucție foarte distinct, în special în stratul de 8-16 cm.

Fig. I. A — Experimentul 1. Modificarea umidității și modificarea aspirației în timpul procesului de evaporare a umidității în suspensie. Figurile din apropierea curbelor arată numărul de zile de la începutul evaporării; B — Experimentul 2. Modificarea umidității și modificarea aspirației în timpul procesului de evaporare a umidității în suspensie.

Cifrele de lângă curbe arată numărul de zile de la începutul
evaporării.

M ...            y— :

Ulterior, factorul necesar mișcării ascensionale a apei devine mai puternic și, ca și anterior, gradientul de presiune de sucțiune are direcția opusă direcției gradientului de umiditate. În stratul de 22-32 cm, conținutul de umiditate crește ușor în jos, iar sucțiunea scade în aceeași direcție. Aceasta înseamnă că direcțiile acestor doi gradienți sunt   opuse .

În următoarele 8 zile (curbele 10) se poate observa o scădere semnificativă a conținutului de umiditate în întregul strat umed. Cauza este doar evaporarea, deoarece capetele inferioare ale curbelor coincid, ceea ce indică absența infiltrării. Conținutul de umiditate de la suprafață până la adâncimea de 30 cm este aproape constant și egal cu 15%. Aceasta înseamnă că gradientul de umiditate este aproape zero. Pierderea de umiditate are loc pe întregul strat umed. În același timp, sucția scade puternic, iar în stratul de 5-16 cm, gradientul său crește semnificativ, cu gradient de umiditate zero. În stratul mai adânc de 16 cm, gradientul de sucție scade treptat și devine zero de la adâncimea de 21 cm. În același timp, conținutul de umiditate scade puternic în stratul de 27-§7 cm.

Astfel, gradientul de sucțiune din acest strat, deși este egal cu zero, nu corespunde gradientului de umiditate care este pozitiv, îndreptat în sus.

În următoarele două zile, distribuția conținutului de umiditate se modifică semnificativ în straturile superioare. Stratul superficial începe să se usuce, iar la suprafață se observă un conținut minim de umiditate. Aceasta demonstrează că rata de creștere a umidității a scăzut atât de mult încât nu mai poate compensa umiditatea consumată pentru evaporare, iar conținutul de umiditate din straturile superioare scade mai rapid decât în cele inferioare. Din acest moment, direcția gradientului de umiditate coincide cu direcția gradientului de sucție, iar discrepanța lor dispare în stratul unde era deosebit de distinctă. Cu toate acestea, în straturile mai profunde, lipsa de corespondență se păstrează. Pierderea de umiditate continuă în întregul strat umed (curbele 12 și 15), gradientul de umiditate menținându-se la zero sau aproape zero în stratul de la 8 la 27 cm. În același timp, gradientul de sucție crește, iar sucția însăși scade algebric. În stratul inferior (27-37 cm), direcția gradientului de umiditate devine opusă direcției gradientului de sucție (curbele 12 și 15).

Al doilea experiment (fig. IB) dă rezultate similare. Este semnificativ faptul că, din cauza intervalelor de timp mai lungi dintre umezirea lutului și începutul evaporării, nu a existat infiltrare în prima perioadă de evaporare, evaporarea fiind responsabilă pentru întreaga pierdere de umiditate și distribuția umidității în stratul de lut. Nu vom analiza în detaliu rezultatele celui de-al doilea experiment, deoarece rezultatele celor două experimente sunt similare.

În concluzie, se poate spune că în procesul de evaporare a umidității în suspensie din stratul umed, în diferite părți ale acestui strat poate apărea o discrepanță distinctă între direcția gradientului de umiditate și direcția gradientului de aspirație. De aceea este imposibil să se judece asupra...

direcția gradientului de aspirație față de direcția gradientului conținutului de apă. În acest caz, mișcarea ascendentă a apei are loc în funcție de direcția gradientului de aspirație, în unele cazuri de la straturile mai uscate către cele mai umede .

Cum pot fi explicate direcțiile opuse ale gradientului de umiditate și ale gradientului de sucție? Se poate presupune că acest lucru este cauzat de histerezis, specific relației dintre conținutul de umiditate și sucție. Este bine cunoscut faptul că curba care descrie această dependență are o buclă de histerezis. Ramura inferioară a curbei corespunzătoare umectării este trasată sub ramura superioară (corespunzătoare uscării). De aceea, pentru aceeași magnitudine a conținutului de umiditate în faza de umectare corespunde o sucție mai mică (algebric) decât în faza de uscare. Ulterior, când umectarea orizonturilor superioare ale solului este înlocuită de uscarea lor, sucția din acestea scade fără o modificare a conținutului de umiditate. Acest fenomen poate fi motivul apariției gradientului de sucție, care determină creșterea umidității din straturile cu sucție mai mare, dar cu conținut de umiditate mai mic, către straturile cu sucție mai mică, dar cu conținut de umiditate mai mare.

REFERINȚE . . - : ,

Abramova, MM, 1953, Mișcarea apei spre mormânt atunci când este vaporizată, Trudy Pochivennogo In-ta im. VV Dokucheacva, vol. 41, Moscova.

Bolshakov, A. F., 1950, Tratarea apei din bogarnyh pochiv Uzbekistana, Trudy Pochivennogo In-ta im. V. Dokucheacva, voi. 32, Moscova.

Hallaire, M., Henin, S., 1958, Sur la non validité de l'équation de conductivité pour exprimer le, mouvement d'eau non saturante dans le sol. CR, v. 246.

Rode, A. A., 1947, Vodnyi rejim pochiv bogarnoi zony Uzbekistana, Trudy Pochivennogo In-ta im. V. V. Dokucheaev, voi. 25, Moscova.

REZUMAT

În timpul evaporării apei în suspensie, gradienții de umiditate și sucție în diferite părți ale stratului umed pot prezenta direcții opuse.

În prima perioadă de evaporare, gradientul de sucțiune este pozitiv descendent, iar umiditatea se deplasează în sens opus gradientului de sucțiune, adică de la sucțiunea mai mare la cea mai mică. În același timp, gradientul de umiditate are o direcție opusă, adică umiditatea se deplasează de la straturile mai uscate la cele mai umede.

Ulterior, gradientul de umiditate scade treptat până la zero. În același timp, gradientul de sucție crește semnificativ, păstrându-și direcția inițială. Pe măsură ce evaporarea are loc, gradientul de umiditate ia aceeași direcție ca și gradientul de sucție, iar la suprafața solului

se formează un strat uscat. Caracterul opus al gradienților de umiditate și sucție se datorează histerezisului.

RELUA

Les gradients d'humidité et de succion pot, pendant l'evaporation de l'eau suspendue, présenter, in les different parties of the couche humide, des directions contraires.

În prima perioadă de evaporare, gradientul de sucție este pozitiv în direcția descendentă, iar umiditatea curge în sens opus gradientului de sucție, adică de la sucția mare la cea mică. În același timp, gradientul de umiditate are o direcție opusă, adică umiditatea curge de la straturile cu umiditate mai mică la straturile cu umiditate mai mare.

c.

în

el

Ulterior, gradientul de umiditate scade treptat și devine zero. În același timp, gradientul de sucție crește semnificativ, menținându-și în același timp direcția inițială. Pe măsură ce evaporarea continuă, gradientul de umiditate ia aceeași direcție ca și gradientul de sucție, formând astfel un strat uscat la suprafața solului. Histerezisul este cauza naturii opuse a gradienților de umiditate și sucție.

FINANȚARE

Bei derdunstung des hängenden Wassers können die Feuchtigkeits- und Saugspannungsgradienten en verschiedenen Teilen der befeuchteten Schicht, entgegengesetzte Richtungen aufweisen.

În prima perioadă de evaporare, gradientul de saturație este pozitiv și descendent, în timp ce umiditatea se mișcă împotriva gradientului de saturație, adică de la o saturație ridicată la una scăzută. În același timp, gradientul de umiditate se mișcă în direcția opusă, umiditatea deplasându-se din straturile cu umiditate mai scăzută către cele cu umiditate mai mare.

Ulterior, gradientul de umiditate scade treptat și ajunge la zero. În același timp, gradientul de umiditate al solului crește considerabil, menținându-și direcția inițială. Pe măsură ce evaporarea continuă, gradientul de umiditate ia aceeași direcție ca și gradientul de umiditate al solului, creând un strat uscat la suprafața solului. Motivul naturii opuse a gradienților de umiditate și umiditate a solului este histerezisul.

DISCUȚIE

...» S. ANDREI (Republica Populară Română). Consider raportul Prof. AA Rode și Dr. GI Romanova ca fiind de un interes deosebit, deoarece demonstrează experimental că, în timpul unui proces de evaporare, transferul de apă are loc în conformitate cu potențialul de presiune a apei din pori.

În ceea ce privește discrepanța care apare între gradientul conținutului de apă și gradientul de sucțiune, aș dori să vă prezint câteva considerații care mi se par să explice mai bine fenomenul și nu necesită recurgerea la histerezisul curbei sucțiune-conținut de apă.

După cum se știe din teoria uscării (Ligkov, 1950, 1956), începerea unui proces de evaporare la partea superioară a stratului de sol înseamnă aplicarea unei depresiuni la acest nivel. De exemplu, dacă starea de umiditate a solului, la stratul limită, corespunde unei tigroscopicități maxime, valoarea acestei solicitări va fi de ordinul a 50 atm (pF c* 4,7). Ordinul de mărime al energiei aplicate prin această uscare prin aerare a fost arătat tocmai în raportul pe care l-am prezentat astăzi.

Această solicitare poate fi înțeleasă mai ușor dacă ne referim la cazul unei probe de sol care are o placă poroasă, cu pori foarte fini în partea superioară, prin care aplicăm o depresiune (vid) din exterior. În acest caz va începe un proces de drenaj al apei, din partea inferioară spre partea superioară a probei, adică de la potențialul mai mare spre cel mai mic, până când potențialul forțelor de retenție, adică sucția matricială, cum o numește LA Richards (1960), este capabil să compenseze potențialul care tinde să provoace drenajul probei de sol.

Și în cazul considerat în raportul prof. Rode, transferul de apă în porii solului are loc în conformitate cu teoria potențialului, adică de la potențialul total mai mare la cel mai mic. În acest caz, potențialul total (0) are următoarea expresie:

0 = Uscare + ögrav + Os.

4

unde: Oséchage este potențialul datorat stresului de uscare și care este, de asemenea, predominant la începutul procesului;

0$ — potențialul gravitațional care în cazul nostru este neglijabil având în vedere înălțimea relativ mică a coloanei de sol (aproximativ 40 cm);

O, — sucțiune matricială datorată forțelor de interacțiune apă-fază solidă.

Cu ajutorul tensiometrelor, măsurăm de fapt presiunea apei din pori la nivelul considerat, adică suma dintre potențialul de uscare și potențialul matricei, sau, ținând cont de faptul că potențialul gravitațional este neglijabil, putem spune că măsurăm valoarea potențialului total care provoacă curgerea.

După cum se observă din graficele prezentate de autori, dinamica curbelor potențialului total este în acord cu cea a curbelor de variație a conținutului de apă, în sensul că, în general, potențialul scade spre suprafață, ceea ce determină direcția circulației generale a apei, din partea inferioară spre partea superioară, fapt care apare mai clar în diagrama corespunzătoare experimentului nr. 2. Însuși faptul că în primele două zile de la începerea

evaporării, potențialul scade între adâncimea de 20 cm și adâncimea de 40 cm, ceea ce duce la o creștere locală a conținutului de apă în această zonă, constituie o dovadă în plus că circulația apei are loc în conformitate cu teoria potențialului.

Este cert că histerezisul curbei sucție matriceală - conținut de apă joacă un anumit rol în desfășurarea proceselor de circulație a apei prin sol, dar în cazul considerat de autori efectul său este inclus în valorile măsurate cu ajutorul tensiometrelor, deoarece aceste dispozitive (aparate) permit măsurarea directă a presiunii apei din pori. Însă acest rol principal, dominând desfășurarea întregului proces analizat, îl joacă potențialul de stres de evaporare aplicat suprafeței solului, potențial care este cauza procesului de drenaj (uscare) prin aerare.

În raport cu tot ce am arătat anterior, consider că trebuie subliniat încă o dată că nu trebuie pus semnul egalității între sucția matricială și potențialul presiunii apei din pori, care este în cele din urmă factorul care provoacă, în condiții izoterme, circulația apei din sol.

AA RODE. Nu înțeleg ce ar trebui să însemne „potențialul de uscare" din formula ta.

SA TAYLOR (SUA). Este bine cunoscut faptul că evaporarea apei necesită o cantitate relativ mare de căldură pentru a efectua o schimbare de fază. De asemenea, s-a stabilit că rata de furnizare a căldurii către suprafața de evaporare poate limita rata de evaporare. Ce influență a avut rata de furnizare a căldurii asupra rezultatelor dumneavoastră?

AA RODE. Factorul de temperatură nu joacă niciun rol deoarece aceleași rezultate au fost obținute fără încălzire.

**Al V-lea Congres Intern de Știința Pedologiei, București, România, 1964**

15

**O TEORIE EXACTĂ A INFLUTURARII PRECIPIILOR CONSTANTE ÎN TERENURI DRENATE PRIN ȚIGLE ȘI ȘANȚURI, CU ADÂNCIME FINITĂ**

DON KIRKHAM, WL POWERS

INTRODUCERE

Vedernikov (1939), van Deemter (1949, 1950), Engelund (1951) și Polubarinova-Kochina (1962) au rezolvat problema infiltrațiilor apei de ploaie constante în canalele de scurgere, atunci când solul în care are loc infiltrația se extinde în jos până la o adâncime infinită. Problema mai practică, aceea în care există un strat impermeabil la o adâncime finită, în general la o adâncime mică, a fost rezolvată aproximativ de Kirkham și Toksoz (1961). Scopul nostru aici este de a obține o soluție teoretică exactă atât pentru drenajul în șanțuri, cât și pentru cel în dale, pentru „problema adâncimii finite". , . . = i

ANALIZĂ

Analiza acestei probleme depinde de metodele descoperite de Kirkham (1964).

Figura 1 reprezintă problema pe care o considerăm a drenajului șanțurilor. Distanțele s, hs, hc și hw sunt așa cum se arată, hs și he fiind necunoscute. Ploaia constantă (sau excesul constant de apă pentru irigații) cade cu o rată cunoscută R pentru a menține o pânză freatică EC. Înălțimea apei din șanț hw este menținută prin evacuarea adecvată a șanțurilor. Solul are conductivitate hidraulică £. Semispațiul OABCEO prezintă un interes deosebit și este prezentat (fig. 2) ca OABCEO, punctele C și E fiind notate și cu P^ și Po.

În figura 2, câteva linii de curgere sunt indicate deasupra arcului pânzei freatice E C. Aceste linii de curgere sunt imaginate ca existând într-o regiune de curgere fictivă. CDE care este introdusă acum pentru a ajuta la rezolvarea problemei. În această regiune fictivă, ploaia reală este înlocuită de o funcție de curgere F(x), o funcție de x dar nu de timpul t, [F(x) ^ R] care să fie distribuită de-a lungul ED în așa fel încât

Segmentul DC al limitei șanțului va fi o suprafață de infiltrație (la fel ca și BC) și astfel încât arcul pânzei freatice CE va (a) fi la presiune atmosferică și (b) va primi cantități de apă pe unitatea de distanță orizontală x.

la fel ca în cazul condițiilor reale de precipitații. (Am putea specifica și alte condiții pentru CD: alegem condiția ca CD să fie o suprafață de infiltrație pentru comoditate în operațiile matematice ulterioare).

Regiunea fictivă ECD, deși saturată cu apă, va fi sub sucție (comparați Kirkham, 1964, fig. 1). Regiunea reală OABCE va fi sub presiune hidraulică pozitivă. Calculele pot arăta că punctele B și C coincid.

Va trebui să ne referim la o serie de puncte Po, Plt, P2,..., Pm,..., PM pe arcul pânzei freatice, fiecare la o distanță x distanță, unde x trebuie raportat la. M și s prin M^x = s și unde coordonata xm a celui de-al m-lea punct este wAx, așa cum se arată în Figura 2. Coordonatele y necunoscute ale punctelor sunt respectiv y0 ( = h^), y^ y2>—* ym, ••• și y^( = ^). Coordonatele x ale punctelor pot fi considerate cunoscute și sunt ^0 = 0, xz = 1 Ax, x2 = 2Ax', xm = wAx și xm = M^x ( = s). Mulțimea de puncte poate fi notată cu Pm(mAx, ym) = Pm(xm, ym) unde Ax = s/M și w = 0, 1, 2,..., M.

*Condițiile limită. Ecuația lui Laplace*

*$d*0ldx^2 + d^20/dy^2 = 0$ (1)*

trebuie să fie satisfăcută sub rezerva condițiilor limită. Aici 0, potențialul sau înălțimea hidraulică, este dată de

*0=y + P^g»*

unde p este presiunea manometrică, y densitatea masică a apei și g accelerația gravitațională. Condițiile limită (BC) sunt (vezi fig. 2):

*d0d/x=O x=0 0^y^he BCI*

*d0/dy =0 y =0 0 ^x^s BCII*

*0 = hw x = s ® <zy<zhw B.CJIIa*

*0 —y x=s hw<zy<zhe BCIIIb*

*0 —ym % =xm la și Pm pe EC BCIVa*

**x**x*

. mk(d 0My ~ umdx = Rxm la orice Pm pe EC BCIVb

*BCV va depinde de IVa-ul BC și de celelalte BC-uri. BC V nu trebuie determinat explicit, nici din motive analitice, nici practice. Pentru a obține o rețea de flux în regiunea fictivă, ar fi nevoie de BCV*

*Funcția potențială. Pentru a satisface condițiile la limită, alegem, judicios, funcția potențială 0 de forma.*

nxn cos h(nny/2s) 2s cos h(nnhel2s)

unde Ao, Ap, Bn și N (pe al doilea S) sunt constante de determinat.

Vedem din (2) și din BC că BC-urile I și II sunt satisfăcute pentru orice valori ale lui ^0, Ap, Bn și N și vedem, conform teoriei seriilor cosinus Fourier, că BC-urile Illa și Illb vor fi satisfăcute alegând ^0 și Ap pentru a satisface:

Lună = r ht

. . 2. milă _ , pe pny ,

*hcAp = — \ hw cos dy A-\ y cos dy*

***^e .Jo ht Jhw he***

care dau, după integrare și simplificare

heAJ2 = (hel2)(l + h2lh2)

*heAp = -cos^k 4 - cos 5 - 2! .*
*p2n2 V he J*

Cu Jo și yip date de (3) și (4), avem toate BC-urile satisfăcute, cu excepția IVa și IVb (BC V va fi satisfăcut automat când se obțin constantele ri0, Ap, Bn și N).

*Determinarea lui Bn și N — Se utilizează ecuațiile (2), (3) și (4) în BC IVa și se împarte ecuația rezultată la he pentru a găsi*

*ym/he = (1/2)(1 A - $h^2/h^2$)*

* -P ^(_C0SJ^ + cos^)-E^*^^ cos^S +
pi,fe pzn2 V he ) cos h (pns/he) he

A r nnXm cos h(nnym/2s} (5)

**"lx ft LUS ——— ,**

n-'fa... 2s cos (nnhe/2s)

Apoi se folosește (2), diferențiată, în BC IVb, în care, după integrare, se folosește (4)»

Apoi împărțiți ambele părți ale ecuației rezultate la k și he, pentru a găsi

AA^ ■ y^ lAJ-cos^ + cos P^yinh^nx^ sin£% ,
k \ p-fe... p2^2 \ ^c J cos (pns/he) el

*, . nnxm sin h(nnym/2s)*

i 4- Vs B„ sin — '

. s . 2s cos h(nnhe/2s) '

În loc să se utilizeze BC IVb (4), s-ar putea folosi, pentru a obține (6), relația, adevărată prin continuitate, • .

*{m—k (d0/dx)x^Xm dy = Rxm.*

Ecuațiile (5) ' și ' (6) pot fi comprimate în formele respective

*yml^£ = ^m 4“ Bnbmt n (7)*

n = l,3,...

***< N***

*| (R/k) (xm/he) = am + 23 Bn^m>n (8)*

n = l,3,...

unde am și bmtn sunt determinate prin compararea ecuațiilor (5) și (7); iar a„ și £m>„, prin compararea ecuațiilor (6) și (8).

În (7) și (8) suntem liberi să alegem N = 1, 3,... după cum dorim. Să luăm N = 3 și să dezvoltăm (7) și (8) pentru a găsi, respectiv,

*yml^e = ^m 4“ &1 ^ml 4" B3 ^m3» (0)*

■ ;        • m^^   (io)

unde ne amintim că indicele m se referă la un punct Pm = (xm,ym) pe EC din figura 2. Există dificultăți cu (9) și (10): Există trei necunoscute Blt, B^ și ym (ym apare în am, aw și bm și [Vs]) și doar două ecuații; deci ym nu poate fi determinat. Pentru a obține numărul corespunzător de ecuații, putem, luând N = 3 pentru a fi specifici, să considerăm trei puncte egal distanțate pe EQ la o distanță A# = s/3 unul de celălalt, punctele fiind astfel la (0, h^ (s/3>yi) și (2s/3, y2). Folosind ecuația (9) și (0, he) obținem. .

**,        1 —^o + -^1 4* ^3'     ;        ^^**

Rearanjarea ecuației (11) împreună cu ecuația (10) aplicată punctelor (s/3,yt)t și respectiv (2s)3,y^ ne dă următorul set de trei

I. 5 ecuații simultane; prima ecuație provine din ecuația (5), iar celelalte două provin din ecuația (6);

\ r        l-a0=B1 + B34-Om

al = Pll ^1 4“ P13 ^3     (^l/^c) R/ty,     (12)

a2 „ ^21^1 4" ^23^3 {Xzl^e) (R/ty-

În ecuația (12) atribuim acum coeficienților % ah a2, 0U, p13, £21 și £23 valori ale lui he și s; și atribuim, de asemenea, valori estimate ale lui ^ și y2, să zicem y^ și ^• Cu aceste valori atribuite și estimate, rezolvăm apoi ecuațiile simultane (12) pentru Blt, B3 și R/k. Aceste ultime trei mărimi sunt primele estimări ale lui B^, B^ și (R/k)W. Folosind valorile lui Bjh și B^ și valorile estimate anterior ale lui y^ și y^ în partea dreaptă a ecuației (9), avem

■ y^w^i+iiiB^

*'        ' ^.=^ + baBfl> + ba^,*

care sunt rezolvate separat pentru estimări mai bune y^ și y$ ale lui yx și y2. Aceste valori ale lui yx și y2 sunt utilizate pentru a recalcula Blt, B3 și R/k în ecuația (12). Noile valori ale lui Br și B3 sunt apoi utilizate în ecuația (13) pentru a obține valori și mai bune pentru yi și y2. Acesta este un proces de iterație simultană și este continuat până când valorile lui Blt, B3 și yp și y2 nu se modifică într-o anumită zecimală specificată. Sunt necesare doar câteva interacțiuni (cu o precizie de aproximativ două sau trei până la două zecimale) dacă se fac estimări bune ale lui y*s. Estimări bune pot fi făcute cu ajutorul graficelor.

Pentru a calcula înălțimea suprafeței de infiltrație (s, hs), revenim la ecuația (10) și folosim ultimul set de valori pentru Blt, B3 și R/k împreună cu xM = s și yM = hs și rezolvăm hs prin iterație folosind tabelele lui Kitover, așa cum am citat în Kirkham (1964)        .

Pentru a obține mai multe valori Bw decât doi, trebuie să luăm valori mai mari ale lui N în ecuațiile (7) și (8). Dacă luăm AT = 5 și apoi aplicăm ecuația (8) punctelor (sl^yj), (2^/4, y^> și (3sl4, y3) și apoi scriem ecuația (7) pentru punctul (0, he), obținem patru ecuații simultane cu Bn, B3, B5, R/k, ylt y2 și y3 ca necunoscute. Din nou, valorile y sunt estimate și apoi îmbunătățite prin iterație simultană folosind ecuația rezultată din extinderea ecuației (7) la (s^y^, (2s/4,y^ și (3s/4,y^). Înălțimea suprafeței de infiltrație hs este rezolvată prin iterație din extinderea ecuației (8) la (s, hs). Continuând în acest fel, putem lua AT cât de mare dorim pentru a determina câte puncte dorim pe suprafața EC.

*Drenajul prin plăci. Pentru a rezolva problema drenajului prin plăci, procedura este similară cu cea de mai sus, dar este oarecum mai complicată din cauza unui parametru suplimentar, raza drenajului.*

5.

REFERINȚE

Engelund, F., 1951, Discuții matematice despre problemele de drenaj, Trad. Academia Daneză de Științe Tehnice, 3.

Kirkham, Don, 1964, Teoria exactă a formei suprafeței apei libere în jurul unui puț într-un acvifer semi-confinat, J. Geophys. Research, 69, 2537—2549.

Polubarinova-Kochina, 1962, Teoria mișcării apelor subterane, Princeton University Press, traducere din rusă de J.M. Roger De Wiest, 613 p., vezi în special p. 126—130.

Toksoz, Sadik, Kirkham, Don, 1961, Soluție grafică și interpretare a unei noi formule de spațiere a drenajului, J. Geophys. Research, 66, 509—516.

Van Deemter, JJ, 1949, Rezultatele abordării matematice a unor probleme de flux conectate

*cu Drenaj și Irigații, Appl. Sei. Res. AU, 33-53.* •

1950, Bijdragen tot de kennis van enige natuurkundige grootheden van de grond, 11. Landb. Ond. 56, nr 7, Staatsdrukerij, Haga. ,

REZUMAT

Au fost obținute expresii analitice exacte pentru înălțimea punctelor de pe pânza freatică în terenurile drenate prin șanțuri, în care șanțurile pătrund până la un strat impermeabil și unde precipitațiile constante (sau excesul constant de apă pentru irigații) mențin un arc al pânzei freatice în stare staționară. Soluția pentru problema corespunzătoare a țiglelor poate fi obținută în mod similar.

RELUA

Au fost obținute formule analitice exacte pentru înălțimea punctelor situate deasupra pânzei freatice într-un teren drenat prin șanțuri, în care șanțurile pătrund în jos până la un strat impermeabil și unde precipitațiile constante (sau excesul constant de apă pentru irigații) mențin o boltă staționară a pânzei freatice. Soluția pentru problema corespunzătoare a drenajului prin conducte ar putea fi obținută într-un mod similar.

FINANȚARE

Există formule analitice precise pentru valorile nivelului pânzei freatice în terenurile drenate prin șanțuri, unde șanțurile de drenaj pătrund într-un strat impermeabil și unde precipitațiile continue (sau excesul constant de apă pentru irigații) mențin un arc constant al pânzei freatice. Soluția pentru problemele corespunzătoare de drenaj al conductelor poate fi obținută într-un mod similar.

**<L>**

**C.**

**Al V-lea Congres Intern de Știința Pedologiei, București, România, 1964**

I.6

**FILTRAREA APEI ÎN SOLUL DIN REGIUNEA CURGERILOR LAMINARE**

O) cc ns sau co

Ö

MIROSLAV KUT1LEK1

Evaluarea fluxului de filtrare a apei în soluri se bazează pe o formă a legii lui Darcy. Cu toate acestea, această lege are o validitate limitată, așa cum a fost discutată de un număr mare de cercetători, de exemplu în studiul efectuat de Scheidegger (1957) și Slepicka (1961). La valori scăzute ale gradientului hidraulic I, interfața exercită o influență asupra vitezei de filtrare a apei în materiale cu dispersie ridicată, deoarece apa are o mobilitate restricționată, acesta este cazul filtrării apei în soluri lutoase și argiloase. În aceste condiții, legea lui Darcy este modificată, iar cea mai simplă formă a modificărilor este (Benetin, 1958):

v = k(I-I0)

(1)

unde v este viteza de filtrare; I, gradientul hidraulic; k, conductivitatea hidraulică; Zo, gradientul de prag necesar înainte ca filtrarea să poată avea loc. Din punct de vedere al reologiei, ecuația (1) se va potrivi cu fluxul Bingham modificat. Cu toate acestea, este probabil ca apa din sol să nu aibă proprietățile materialului Bingham. Pe baza unei analize matematice a tuturor factorilor, Slepicka (1961) a împărțit filtrarea în 3 domenii: regimurile preliniar, liniar și postliniar. În regimul preliniar, el presupune validitatea relației

(2)

unde exponentul / poate atinge valoarea > 1; w este vâscozitatea apei; er, tensiunea superficială; a, coeficientul care depinde de acțiunea suprafeței solide. Kutilek (1962), în discuția proprietăților apei adsorbite, presupune că fluxul de filtrare al apei în solurile cu textură fină ar trebui să fie unul nonnewtonian. Swartzendruber (1962) a comparat relația dintre viteza de curgere v și gradientul hidraulic I pentru lichidul newtonian, binghamian și non-newtonian care curge într-un tub capilar. Din această comparație,

1 Universitatea Tehnică din Praga, REPUBLICA SOCIALISTĂ CEHOSLOVACIA.

GJ

El a considerat că fluxul de filtrare al apei în soluri care conțin argilă este non-newtonian. Mai mulți alți autori citați de Swartzendruber au aceeași opinie. Pe baza analizei datelor experimentale a 4 autori, Swartzendruber a propus următoarea ecuație,

' v = M [I — Io (1 — ^/o)L (3)

unde M se numește conductanță hidraulică; Zo > indicele nenewtonian.

Toate cele 3 ecuații menționate sunt tipuri reprezentative ale modificărilor legii lui Darcy și sunt introduse în diferite variante de către diverși autori.

Pentru a rezolva problema filtrării în imediata vecinătate a originii și pentru a verifica cea mai potrivită ecuație, au fost efectuate experimente de filtrare model. Fracțiuni de argilă omogene mineralogic și homoionice (derivate de H, Na și Ca) au fost utilizate ca material model, și anume,

caolinit (Horni Bfiza), montmorillonit (Brahany), 'illitë (Vernéfoviçe), toate din locații cehe. Parametrii de bază ai acestor materiale au fost determinați în cercetări anterioare, de exemplu: suprafața specificatorului solului, căldura de adsorbție și capacitatea de adsorbție a apei din izotermele BET, umectare, curbele pF ale căldurii, unghiul de contact etc. (Kutllek (1962) și (1964). Datorită dezvoltării maxime a fenomenelor de suprafață ale acestor materiale, forma curburii în graficul v în funcție de I și toți factorii care influențează filtrarea pot fi determinați mai exact. Pentru filtrare s-au folosit apă distilată și soluția H2O, NaCl, Na2SO4, CaCl2, Ca(NO3)2 în diferite concentrații. Numărul total de experimente de filtrare a fost de 36, fiecare în 2 sau 3 replici. Gradientul hidraulic a fost menținut în intervale de la 0 la 500-600.

Viteza de filtrare v a fost reprezentată grafic în funcție de gradientul hidraulic I (fig. 1). Pentru apa distilată, rezultatele au fost curbe în toate cazurile, probabil începând de la origine, apropiindu-se la I înalt, spre o linie dreaptă. Viteza de filtrare a fost cea mai mică în comparație cu filtrarea soluțiilor. Pentru soluțiile cu concentrație scăzută, curbura a fost mai puțin evidentă, iar în 4 cazuri de soluții cu concentrație mare, relația v versus Z este o linie dreaptă, iar viteza de filtrare este în conformitate cu legea lui Darcy. Imediat după umectare, am obținut o formă sigmoidală în relația v versus I pentru mineralele cu proprietăți tixotrope, iar pentru aceste minerale au fost necesare aproximativ 10 zile de repaus în exces de apă pentru a obține relația generală din figura 1.

VERIFICAREA ECUAȚIILOR DE FILTRARE

Din graficele v: în funcție de I, au fost determinate grafic valorile aproximative ale lui M (conductanța hidraulică conform sugestiei lui Swartzendruber), Mf (conductanța hidraulică inițială) și Io (intersecția cu M pe axa I). A fost căutată o ecuație matematică adecvată pentru datele experimentale. Ecuațiile (1) și (2) nu se potrivesc cu datele. Cu toate acestea, a fost, de asemenea, foarte dificil să se determine valorile M și Zo din ecuația (3), deoarece am

obținut o curbă în graficul I2/v în funcție de u/v în loc de o linie dreaptă conform metodei lui Swartzendruber. Prin urmare, M nu a fost o constantă și nu a existat o concordanță generală între ecuația (3) și datele experimentale.

Prin urmare, ecuația (4) mai potrivită a fost dezvoltată pe baza analizei curbelor v în funcție de I, după cum urmează:

*A = M/M'—1.*

Pentru fluxul newtonian M = M' și Zo = 0, prin urmare A = 0 și ecuația (4) se reduce la legea lui Darcy:

*v=ML*

Ecuația (4) s-a potrivit bine cu datele experimentale și cu rezultatele publicate, de exemplu, de Benetin, Swartzendruber etc. Curgerea apei în soluri este apoi caracterizată prin valorile M, M'; Zp, unde M/M' și Zo sunt caracteristicile comportamentului non-newtonian al apei.

ANALIZA REZULTATELOR

Valorile lui M, M'; Zo au fost determinate conform ecuației (4) și sunt prezentate în tabelul 1. După cum rezultă din aceste rezultate, presiunea osmotică ridicată a soluțiilor acționează similar cu gradientul hidraulic ridicat, perturbând

*Tabelul 1*

**Valori caracteristice ale debitului de filtrare în minerale argiloase homoionice. M este conductanța hidraulică; M', conductanța hidraulică inițială; Iq, intersecția cu M pe axa I**

orientarea moleculelor de apă, iar fluxul non-newtonian se transformă într-un flux newtonian. Pentru mineralele care nu se umflă, valorile lui M sunt de același ordin atât pentru apa distilată, cât și pentru soluții. A fost imposibil de demonstrat efectul electroosmozei. Valorile coincidente ale lui M pentru apa distilată și soluțiile cu concentrație scăzută nu reprezintă o dovadă satisfăcătoare a efectului electroosmozei.

Valorile M au fost comparate cu parametrii mineralelor argiloase și s-a determinat următoarea relație generală:

^/J^U^f-M' (5)

\ «3 / k nAVK J

unde S este suprafața specifică; C, constanta, ambele din ecuația BET; nAVK, numărul de straturi moleculare adsorbite la capacitatea apei de adsorbție.

Din relația (5) rezultă că și conductivitatea hidraulică este mai mică atunci când suprafața specifică a solului crește, ceea ce este un fapt în general bine cunoscut privind relația dintre suprafața specifică și conductivitatea hidraulică. Influența constantei C din ecuația BET este și mai remarcabilă. Constanta C depinde de valoarea căldurii de adsorbție qL atunci când primul monostrat este adsorbit pe faza solidă conform ecuației

*C ^e-ÜL-^Wr (6)*

unde qx este căldura de adsorbție a ultimului strat molecular și se presupune că q± este egal cu căldura de condensare; R este constanta gazelor; T, temperatura absolută. În cercetări anterioare (Kutilek, 1962) s-a stabilit că cationii bivalenți provoacă o energie de legare mai mare pentru apă în imediata apropiere a suprafeței solide, în timp ce moleculele mai îndepărtate au aceleași proprietăți ca apa liberă. Acești cationi distrug orientarea moleculelor de apă în partea externă a învelișului de apă. Prin urmare, valoarea constantei C este mare. Cationii monovalenți provoacă, pe de altă parte, o legătură mai slabă a primului strat molecular, cu o evoluție mai mică a căldurii de adsorbție, dar straturile moleculare mai îndepărtate păstrează proprietățile apei cvasicristaline influențate de suprafața solidă. Constanta C are o valoare scăzută în comparație cu cazul cationilor bivalenți (vezi tabelul 2). Primele straturi moleculare nu participă la filtrarea apei. Cu toate acestea, proprietățile straturilor mai îndepărtate sunt mai importante. Când moleculele lor sunt orientate și aranjate sub influența suprafeței solide, mobilitatea acestor molecule este redusă și, în acest fel, viteza de filtrare este influențată și ea. De aceea, valorile ridicate ale lui C sunt însoțite de valori ridicate ale lui M, presupunând că celelalte condiții nu s-au modificat. Chiar și o creștere moderată a suprafeței specifice a solului, ca de exemplu sub influența cationilor bivalenți, nu produce reducerea conductanței hidraulice M din cauza acțiunii dominante a lui C (vezi valorile lui M, S, C pentru derivații de Na, Ca ai caoliniților, montmorilloniților și ilitelor în tabelele 1 și 2). Măsura comportamentului non-newtonian al apei este



Prin urmare, depinde de valoarea lui C; de asemenea, creșterea lui C provoacă scăderea proprietăților non-newtoniene. Deoarece cationii schimbabili își exercită influența asupra constantei C, există posibilități de modificare artificială a vitezei de filtrare a unui anumit material din sol.

Numărul de straturi moleculare la capacitatea hidrolimită de adsorbție a apei (nAVK) exercită o influență similară asupra valorii lui M. Pentru valori mari ale nAVK, moleculele de

apă aflate la distanță mare de suprafața solidă au o mobilitate redusă, iar valoarea conductanței hidraulice este scăzută.

O relație mai detaliată decât cea generală (5) ar putea fi elaborată după cercetări experimentale suplimentare și este posibil ca valoarea lui nAVK să fie omisă.

Conform tabelului 1 și în deplină conformitate cu relația (5), ordinea conform conductanței hidraulice este: caolinit > ilit, montmorillonit și Ca ^ > Na.

Din toate faptele menționate se concluzionează că filtrarea este influențată de 3 categorii de apă din sol:

Apă nemișcată (reținută), conținutul acesteia depinde de gradientul hidraulic I și este în corespondență cu o umiditate definită a solului pe curba pF, cantitatea fiind Qu.

Apa cu proprietățile unui lichid nenewtonian, cantitatea este QNN.

Apa cu proprietățile unui lichid newtonian, cantitatea este QN.

Toate cele 3 categorii depind în volum de I. Cantitatea totală de apă filtrată este QF = QN + QNNi unde

*Qn = f (F),*

5Ö

, Mișcarea apei în £ amină, SAV, Bratislava .

KutIlek, M., 1962, Vapori de apă higroscopici, I, II, Vodohospodârsky casopis, vol. X, fântână. 1, 2, 11—29, 156—173.

1964, Influența coloizilor din sol asupra valorilor unor hidrolimite, Plant Production- Jour. Pentru Soc. Agri. Sci. (în curs de publicare).

Scheidegger, AE, 1957, Fizica curgerii prin medii poroase, University of Toronto Press.

SLEFiëKA, F., 1961, Filtracni zdkony, VUV (Presa Institutului de Cercetări Hidraulice), Praha-Podbaba.

Swartzendruber, D., 1962, Modificarea legii lui Darcy pentru curgerea apei în soluri, Soil Sci., vol. 93, 22—29.

REZUMAT

A fost determinată viteza de filtrare a apei și a diferitelor soluții, respectiv, în minerale argiloase homoionice. Din analiza rezultatelor, a fost elaborată o ecuație de filtrare. Curgerea apei în solurile argiloase are caracterul unui lichid non-newtonian, iar M/M' și Io

sunt caracteristicile proprietăților non-newtoniene ale apei. Conductanța hidraulică M depinde de valorile suprafeței specifice S, de constanta C din ecuația BET și de numărul de straturi moleculare adsorbite la capacitatea de adsorbție a apei.

RELUA

A fost determinată rata de filtrare a apei și a diferitelor soluții în minerale argiloase homoionice. Pe baza analizei rezultatelor, a fost elaborată o ecuație de filtrare. Curgerea apei în solurile argiloase are caracterul unui lichid non-newtonian, iar M/M' și Io au caracteristicile proprietăților non-newtoniene ale apei. Conductanța hidraulică M depinde de valorile suprafeței specifice S, de constanta C din ecuația B ET și de numărul de straturi moleculare adsorbite la capacitatea de adsorbție a apei.

FINANȚARE

A fost măsurată rata de filtrare a apei sau a diferitelor soluții prin minerale argiloase homoionice. Pe baza analizei rezultatelor, a fost elaborată ecuația de filtrare. Curgerea apei în solurile argiloase are caracteristicile unui fluid nenewtonian, unde M/M' și Io sunt caracteristicile proprietăților nenewtoniene ale apei. Conductivitatea hidraulică M depinde de valorile conținutului specific de sulf, de constanta C din ecuația BET și de numărul de straturi moleculare adsorbite în capacitatea de adsorbție a apei.

DISCUȚIE

GH BOLT (Olanda). A încercat autorul să determine relația v/I atât în ordine ascendentă, cât și în ordine descendentă (adică cu creștere și descreștere a lui 7)? Ar fi putut fenomenele de umflare să fi jucat un rol în experimentele discutate?

M. KUTILEK. Repetarea experimentelor de filtrare a decurs în fiecare caz de la cel mai mic I la cel mai mare.

P. CELESTRE (Italia). Cum se poate distinge între fluxul newtonian și cel non-newtonian? Evident, acestea apar simultan în majoritatea cazurilor practice; cum se poate evalua cantitativ fluxul în astfel de cazuri, când distincția este dificilă sau imposibilă?

51

M. KUTILEK. Presupunem că există suma fluxului nenewtonian și newtonian din:

compararea curbei de filtrare cu curba de debit (v/I în tubul capilar) a materialelor newtoniene, non-newtoniene și Bingham;

schimbarea treptată a curbei nenewtoniene într-o linie dreaptă newtoniană datorită creșterii concentrației soluțiilor.

Nu avem aparatură și date experimentale pentru calculul cantitativ atât al compușilor fluxului de filtrare, cel newtonian (variabil), cât și al celui non-newtonian.

JP QUIRK (Australia). Aș dori să aud detalii despre aparatura utilizată pentru a obține rezultatele descrise de autor. Diferența de permeabilitate pentru montmorillonit atunci când s-au folosit ca permeabili NaCl , n și NaCl 0,01 n este mult mai mică decât cea obținută de alții - Care este motivul pentru aceasta?

M. KUTILEK. Principiul aparatului de filtrare: gradientul hidraulic a fost reglat prin subpresiune sub probă, cantitatea filtrată a fost măsurată prin capilaritate gradată orizontală.

În ceea ce privește diferențele relativ mici în M, atunci când s-au folosit soluții concentrate diferite în montmorilloniți, nu am o explicație suficientă. Diferențe relativ mai mari sunt însă în valorile MA.

D. KIRKHAM (SUA). Ați luat în considerare faptul că acest tip de curgere non-Darcy despre care ați discutat ar putea fi mai important pentru curgerea în solul nesaturat decât pentru curgerea în solul saturat? Importanța poate fi mai mare deoarece în solul saturat drenajul se face în principal prin ■ crăpături, canale radiculare, găuri de vierme și pori mari; în timp ce în solul nesaturat cu apă, curgerea ar fi în micropori sau în straturi superficiale subțiri.

M. KUTILEK. Nu.

**^**

**r**

**Al V-lea Congres Intern de Știința Pedologiei, București, România, 1964**

*7*

## INFILTRAȚIA ȘI SCORGEREA PLOAIELOR AFECTATE DE CRUSTELE DE SUPRAFACERE

D. HILLEL

INTRODUCERE
r -

Posibilitatea de a controla și crește cantitatea de scurgeri de suprafață obținute de pe terenurile în pantă este de mare importanță în regiunile aride și semiaride. Suprafețe mari de teren care nu pot fi cultivate profitabil în mod convențional (din cauza precipitațiilor instabile sau a solului nepotrivit) pot fi transformate în surse de apă de scurgere pentru terenurile adiacente sau pentru rezervoarele de stocare. Metodele de inducere a scurgerilor constau, în general, în tratamente pentru netezirea, sigilarea și stabilizarea suprafeței solului. O trecere în revistă a metodelor practice de inducere a scurgerilor („recoltarea apei") a fost publicată recent de Myers (1963). Problema include aspecte tehnologice și economice, dar ne vom ocupa aici de aspectul fizic al sigilării suprafeței și de efectul acesteia asupra infiltrării. ....

Este binecunoscut faptul că capacitatea de infiltrare a unui sol cu suprafață netedă determină în mare măsură scurgerea apei de ploaie (Horton, 1939) și este ea însăși afectată de starea fizică a stratului superficial al solului. Există, totuși, o lipsă de cunoștințe exacte (atât experimentale, cât și teoretice) despre dependența funcțională a capacității de infiltrare de parametrii crustei terestre și ai solului.

Infiltrarea descendentă a apei într-un profil uniform de sol acumulat la suprafață a fost studiată intens încă de la lucrările experimentale ale lui Bodman și Colman (1943) și analiza teoretică a lui Philip (1957). Infiltrarea apei de ploaie într-un sol uniform în care intensitatea precipitațiilor este mai mică decât capacitatea de infiltrare a fost studiată de Rubin și Steinhardt (1963).

Recent, atenția s-a concentrat asupra problemei infiltrării într-un sol stratificat. Takagy (1960) a prezentat o analiză a fluxului descendent în stare staționară al apei printr-un sol cu două straturi într-o pânză freatică liberă de dedesubt. Acolo unde stratul superior este mai puțin permeabil decât cel inferior, presiunea negativă (sucțiunea) se poate dezvolta în

stratul inferior și poate rămâne la o valoare constantă pe o gamă considerabilă de adâncime. Takagi a analizat condițiile în care se va dezvolta zona de sucțiune constantă și a arătat că aceasta trebuie să înceapă la joncțiunea celor două straturi. Zaslavsky (1962) a descris un sistem similar.

**CD**

**C.**

**c 03 W CO**

**I. 7 U:l ,MVMV? ; ,7 .. 7'.”/**

și a calculat condițiile pentru trecerea de la curgerea saturată la cea nesaturată.

În prezenta lucrare, autorul dorește să extindă teoria existentă la infiltrarea într-un profil de sol adânc și uniform, acoperit de o crustă subțire și densă, utilizând anumite ipoteze simplificatoare pertinente pentru problema inducerei scurgerii.

[TEORETIC

Teoria infiltrării existente se bazează pe proporționalitatea debitului (fluxului) cu gradientul de potențial (Legea lui Darcy):

unde q este fluxul volumic al apei, y este distanța care crește de-a lungul direcției de curgere, 0 este potențialul (de obicei exprimat în termeni de înălțime hidraulică echivalentă) și k este conductivitatea hidraulică.

În curgerea verticală, înălțimea potențială totală (O) este considerată ca incluzând înălțimea gravitațională (2) și înălțimea de presiune (A). Indiferent de efectele osmotice sau termice, '

O = A + ^, ; (2)

unde 2 este coordonata verticală, descrescătoare în direcția descendentă. Ecuația de curgere devine astfel.

(3a)

sau

(3b)

Ecuația (3b) explică scăderea inițială a ratei de infiltrare în timp și stabilirea finală a unei rate constante (adesea numită „capacitatea finală de infiltrare”). Pe măsură ce lungimea solului udat (z)w crește, presiunea (dM

— la orice adâncime specifică în transmisie

zona scade în magnitudine și după un timp devine neglijabilă. În cele din urmă, gradientul capului gravitațional rămâne singura forță motrice eficientă. Prin urmare, într-un sol uniform, pe măsură ce timpul -* oo, q ^ ks (unde ks este conductivitatea hidraulică saturată).

Acum dorim să examinăm infiltrarea într-un sol cu crustă. Vom presupune următoarele:

Legea lui Darcy este valabilă atât pentru curgerea nesaturată, cât și pentru cea saturată;

umiditatea nesaturată a solului este întotdeauna sub presiune negativă (sucție matriceală);

**IV**

Conductivitatea hidraulică a fluxului nesaturat fop este o funcție unică și univaloare a sucției matriceale ; ...

solul de sub scoarță este omogen și are o adâncime semi-infinită;

Crusta care acoperă solul este omogenă și relativ subțire, iar conductivitatea sa hidraulică saturată este mult mai mică decât cea a solului subiacent; 'I 1 ' "

ambele straturi sunt stabile și nu există variații ale conductivității în timp din cauza proceselor fizice, chimice sau biologice;

curgerea este doar unidirecțională (verticală în jos);

pânza freatică fie nu există, fie este prea adâncă pentru a afecta condițiile din zona de transmitere.

Profilul și condițiile de curgere sunt prezentate în figura 1.

Indiferent de perioada inițială a ratei de scădere a infiltrării, presupunem că, după ce frontul de umectare se extinde bine în sol, se menține un profil de umiditate stabil în toată crusta și zona de transmisie. Indiferent de zona de umectare și de frontul de umectare, curgerea prin crustă și zona de transmisie continuă astfel în condiții practic staționare. În astfel de condiții...

condițiile în care fluxul prin crustă (qc) trebuie să fie egal cu fluxul prin zona de transmisie subiacentă (qH), '

unde (—) și [ ] se referă la gradienții potențiali ai căderii de înălțime prin

V ds \ d? A

crustă și respectiv zona de transmisie subiacentă. Deoarece gradientul prin zona de transmisie tinde spre unitate, rezultă că această zonă nu poate deveni și rămâne saturată (căci, atunci când este saturată KcC X#, iar pentru qc^=qH este necesar ca 1 > 1; unde presiunea pozitivă

( d? td^J«

Dacă acționează asupra suprafeței crustei este mică, un gradient prin crustă apreciabil mai mare decât unitatea se poate forma doar odată cu dezvoltarea sucției undeva în partea inferioară a crustei). Dacă crusta este omogenă și saturată, gradientul de-a lungul ei va fi constant, iar presiunea hidraulică va scădea de la h0 la suprafață la — (hi + z^, unde h0 este presiunea hidraulică pozitivă impusă de apa acumulată la suprafață, hi este presiunea matricială de sucție la interfața straturilor și — Zi este adâncimea interfeței sub suprafața solului (adică grosimea crustei). Astfel

(5)

În condiții de precipitații pe o suprafață cu pantă netedă, se poate presupune că doar o „strată" subțire de apă acoperă (sau curge peste) suprafața solului și, prin urmare, h0 este neglijabil. Acolo unde crusta în sine este foarte subțire și are o conductivitate scăzută, zt va fi, de asemenea, neglijabil în raport cu înălțimea de sucțiune la interfață, h/. Prin urmare, aproximarea

(6)

Condiția ca scoarța să rămână saturată chiar și atunci când partea sa inferioară este sucțiune este ca sucțiunea sa critică de intrare a aerului (hae) să nu fie depășită (m.|^| < \hae\).

Solul umed subiacent, însă, format din pori mai mari și supus la sucțiune hi, va deveni în mod normal nesaturat. Conductivitatea sa hidraulică nesaturată (denumită ku) nu este o constantă (precum kc), ci depinde de înălțimea de sucțiune. Deoarece o înălțime de sucțiune uniformă predomină în întreaga zonă de transmisie, singurul gradient prezent este cel al înălțimii gravitaționale, fiind egal cu unu. Prin urmare

*q» ~ h^ — qc (7}*

și aproximativ

L7

(8a)

sau

**a> cc ca o**

**</)**

Scanat cu OKEN

„Hu, KC ”

**^= „T «**
**salut Zi**

Au fost propuse mai multe expresii empirice pentru relația dintre conductivitatea hidraulică și înălțimea de aspirație în condiții nesaturate. Wesseling (1957) a propus

(9)

în timp ce Gardner (1958) a introdus

$k = —$
$QC\h\$

unde a, b, c sunt constante empirice și |^| este valoarea absolută a înălțimii de sucțiune matriceale. Dintre aceste expresii, expresia lui Wesseling este cea mai simplă, deși nu poate fi utilizată la saturație sau în apropierea acesteia (unde h se apropie de zero). Totuși, acolo unde kc este foarte mic, hi va fi în mod normal apreciabil. Combinând ecuațiile (9)-(7) și (8), obținem fie

(12)

sau

**7i + 1 nM**

*nbnk*

-2 =- = A, (13)

unde expresia din dreapta este raportul dintre conductivitatea hidraulică a crustei și grosimea acesteia, iar a este o constantă egală cu alJn. Dacă constantele a și n sunt cunoscute, atunci este posibil să se calculeze sucțiunea în zona de transmisie a solului subiacent, precum și rata de infiltrare pe

baza proprietăților crustei măsurabile. Atunci când sucția matriceală are o relație funcțională unică cunoscută cu conținutul de apă, ar trebui să fie posibil, în condițiile descrise, să se calculeze și profilul de umiditate în timpul infiltrării.

(14)

M A zi J

eu

? _ /a^ yi+il - (este)

EXPERIMENTAL

Metode: ', .

O serie de teste de infiltrare au fost efectuate cu coloane de sol cu diametrul de 7,5 cm și lungimea de aproximativ 100 cm. Coloanele au fost construite prin îmbinarea unor inele de 1,5 cm înălțime și umplute cu un sol loesial nisipos-lutos din regiunea Negev din Israel. Solul a fost trecut printr-o sită de 2 mm și tasat uniform până la o densitate volumetrică de 1,44 $g/cm^3$ cu ajutorul unui tremie-packer din lemn .

Discuri subțiri (grosime de 1,5 cm) din cruste de sol cu diferite conductivități hidraulice au fost formate prin înmuierea și introducerea probelor de sol în matrițe speciale. Crustele uscate au fost apoi plasate peste coloanele de sol pentru a forma straturi superficiale cu conductivități scăzute. S-a folosit gumă de cauciuc moale pentru a sigila marginile discurilor de crustă pe pereții tuburilor-coloană.

Densitățile volumetrice ale crustelor au fost măsurate prin metoda imersiei cu mercur și s-a constatat că se încadrează între 1,50 și 1,68 g/cm3. Au fost testate probe identice de cruste pentru a le determina conductivitățile hidraulice în celule permeametrice special construite. Valorile k ale crustelor s-au situat în intervalul $10^5$ până la $10^5$ cm/s, în timp ce conductivitatea hidraulică saturată a solului subiacent a fost de ordinul a $10^5$ cm/s.

Testele de infiltrare au fost efectuate prin inundarea suprafeței coloanei cu o înălțime constantă de 1 cm. S-au efectuat măsurători periodice ale ratei de infiltrare. Procesul a fost continuat timp de 10 ore după ce rata de infiltrare a scăzut la o valoare constantă. Apa de suprafață a fost apoi sifonată, iar coloanele au fost tăiate în secțiuni pentru determinarea profilelor conținutului de apă.

Rezultate:

*Profiluri de umiditate a infiltrației:*

Figura 2 prezintă distribuția conținutului de umiditate în funcție de adâncime, la 10 ore după atingerea unei rate de infiltrare constante.

Eu: 7

• Se observă că, cu cât crusta este mai densă, cu atât conținutul de umiditate al zonei de transmisie din solul subiacent este mai mic și adâncimea de umectare la sfârșitul perioadei de infiltrare cu rată de scădere este mai mică. Transmisia

Conținuturile de umiditate din zonă prezentate în grafic (31,0, 29,6, 28,4, 27,0 și 25,1% în ordine descrescătoare a conductivității crustei) corespund aproximativ unor valori ale înălțimii de sucțiune de 5, 40, 70, 95 și respectiv 140 cm.

*Ratele de infiltrare;*

Figura 3 prezintă relația dintre rata de infiltrare și timp pentru diferite coloane acoperite de crustă.

Rezultatele capacităților de infiltrare cu rată constantă sunt în general în acord cu teoria pentru conductivitățile crustei măsurate și cu funcția ak în funcție de h (ecuația 9) de aproximativ n = 2,8 și a = 7 pentru solul subiacent;

IV. CONCLUZII

Considerațiile teoretice și dovezile experimentale prezentate indică posibilitatea de a prezice capacitățile de infiltrare și profilurile de umiditate ale solurilor crustoase pe baza

proprietăților măsurabile ale crustei și ale solului subiacent. Proprietățile relevante sunt grosimea și conductivitatea hidraulică a crustei; și relația funcțională dintre conductivitatea hidraulică și sucția matriceală, precum și dintre sucția matriceală și conținutul de umiditate al solului subiacent.

Se consideră că atât scoarța, cât și solul subiacent afectează capacitatea de infiltrare. Acest lucru contrazice noțiunea adesea repetată conform căreia stratul cel mai puțin permeabil este cel care controlează singur debitul într-un sol stratificat. Profilul de sol cu două straturi descris este un sistem autoreglabil în care proprietățile fizice ale scoarței și ale solului subiacent interacționează în timp pentru a forma un profil de umiditate stabil și o rată de infiltrare constantă, ale căror magnitudini sunt determinate reciproc de cele două straturi. Sucțiunea care se formează la interfață

7 dintre straturi este astfel încât să creeze un gradient prin crustă și o conductivitate în zona de transmisie, ceea ce va duce la un flux egal prin ambele straturi.

Abordarea din această lucrare este similară cu cea urmată de Takagi (1960) pentru a trata infiltrația constantă de pe o suprafață băltită și prin sol către o suprafață de apă freatică de dedesubt. Strict vorbind, însă, ipotezele simplificatoare utilizate (de exemplu, o crustă subțire și relativ impermeabilă, o înveliș de apă neglijabil de mică adâncime etc.) sunt aplicabile numai în condiții speciale.

Se poate face excepție de la o abordare bazată pe rata constantă de infiltrare, fără a se ține cont de perioada inițială a ratei de scădere a procesului de infiltrare. Cu toate acestea, există dovezi care arată că această perioadă inițială este scurtă pentru crustele dense și solurile preumezite. Pentru toate ploile, cu excepția primelor din sezon, este posibil, în cadrul unui proiect de inducere a scurgerilor, să se prevadă ratele de scurgere care pot fi obținute din solurile cu suprafață netedă pe terenuri în pantă, dacă sunt disponibile date despre precipitații (numărul, dimensiunile și intensitățile furtunilor). În cazul în care se urmează să se formeze cruste artificiale în scopul inducerii scurgerilor (fie prin formarea unei cruste în sol, fie prin acoperirea acestuia cu un agent chimic), abordarea prezentată poate ajuta la determinarea proprietăților dorite ale crustei.

REFERINȚE

Bodman, GB, Colman, EA, 1943, Condiții de umiditate și energie în timpul pătrunderii descendente a apei în soluri, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 7, 116-128.

Gardner, WR, 1958, Câteva soluții în stare staționară ale fluxului de umiditate nesaturată cu aplicare la evaporarea dintr-o pânză freatică, Soil Sci., 85, 244—249.

Horton, RE, 1939, Analiza experimentelor pe parcele de scurgere cu capacitate de infiltrare variabilă, Trans. Amer. Geophys. Union, 20, 693-711.

Myers, L., 1963, „Recoltarea apei”. Publicație specială a Laboratorului de Conservare a Apei din SUA, Tenpe, Arizona.

Philip, JR, 1957, Teoria infiltrării, Soil Sci., 83, 345—357; Soil Sci., 83, 435—448;

Știința Solului, 84, p. 163—178.

Rubin, J., Steinhardt, R., 1963, Relațiile sol-apă în timpul infiltrării apei de ploaie, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27, 246—251.

Takagi, Shunsuke, 1960, Analiza curgerii verticale descendente a apei printr-un sol cu două straturi, Soil Sci., 90, 98—103.

Wesseling, J., 1957, Unele aspecte ale gospodăririi apei pe terenurile agricole, Versk, Cercetări Agricole, 63,5.

Zaslavsky, D., 1962, Reducerea pierderilor de apă din rezervoare mici și iazuri piscicole, Publicat de Fundația de Cercetare și Dezvoltare Technion, Haifa, Israel.

REZUMAT 4

Studiul se concentrează pe efectul proprietăților crustei și solului asupra infiltrării, în condiții relevante pentru proiectele de inducere a scurgerilor în zonele aride. Sunt dezvoltate ecuații pentru a prezice relația dintre proprietățile crustei (grosimea și conductivitatea hidraulică) și proprietățile solului subiacent (dependența funcțională a conductivității și conținutului de umiditate de sucția matriceală) cu infiltrația. Rezultatele experimentale sunt în concordanță cu teoria și arată cum prezența unei cruste superficiale subțiri, dar dense, poate scurta perioada inițială (rata de cădere) în timpul infiltrării, poate reduce capacitatea de infiltrare și poate afecta profilul conținutului de umiditate al solului.

L7

RELUA

Studiul tratează efectul proprietăților crustei terestre și a solului asupra infiltrării în cele mai favorabile condiții pentru proiectele de alimentare cu apă de scurgere în zonele aride. Sunt dezvoltate ecuații pentru a prezice relația dintre proprietățile crustei terestre (grosimea și conductivitatea hidraulică) și proprietățile subsolului (dependența funcțională a conductivității și umidității de sucțiunea matricială) cu infiltrația. Rezultatele experimentale sunt în acord cu teoria și demonstrează că prezența unei cruste superficiale subțiri, dar dense, poate scurta perioada inițială (cu o rată descrescătoare) de infiltrare, poate reduce capacitatea de infiltrare și poate influența profilul de umiditate al solului.

FINANȚARE

Această lucrare examinează efectul proprietăților crustei și solului asupra infiltrării în condiții adecvate pentru proiecte de alimentare cu apă de scurgere pe terenuri uscate. Au fost dezvoltate ecuații pentru a prezice relația dintre proprietățile crustei (grosime și conductivitate hidraulică) și proprietățile solului subiacent (dependența funcțională a conductivității și a conținutului de apă de sucțiunea capilară) asupra infiltrării. Rezultatele

experimentale sunt în concordanță cu teoria și arată că prezența unei cruste de acoperire subțiri, dar dense, poate scurta perioada inițială (rata de cădere) în timpul infiltrării, poate reduce capacitatea de infiltrare și poate afecta profilul conținutului de apă din sol.

DISCUŢIE

SA TAYLOR (SUA). 1. Ați presupus că Kc « Ku, prin urmare ^yj > ^j. Apoi subliniați că Ku = f^ și ați afirmat că sistemul se autoreglează. Veți justifica în continuare această presupunere?

Ați indicat că scurgerea poate fi prezisă din parametri ai solului ușor de determinat. Care sunt acești parametri și cum sunt determinați? Pot fi acești parametri determinați independent de sistemul particular luat în considerare?

D. HILLEL. 1. Presupunerea este că conductivitatea saturată a scoarței este mult mai mică decât conductivitatea saturată a solului subiacent [(Kc)sat < (Ku)sat\ și, în absența unei coloane de apă pozitive considerabile pe suprafața superioară a scoarței, scoarța nu poate transmite un flux suficient pentru a menține solul subiacent saturat. Prin urmare, la interfață se dezvoltă sucția, care crește simultan gradientul prin scoarță și scade conductivitatea solului subiacent.

Pentru o suprafață netedă, rata de scurgere a solului poate fi considerată egală cu diferența dintre rata de precipitații și rata de infiltrație. După o perioadă inițială, rata de infiltrație scade la o valoare constantă pe care o numim capacitate de infiltrație. În condițiile descrise, capacitatea de infiltrație este determinată de următorii parametri: grosimea crustei și conductivitatea hidraulică, precum și dependența funcțională a conductivității hidraulice subiacente de sucția sa matriceală. Odată ce acești parametri sunt stabiliți, ei determină nu numai capacitatea de infiltrație, ci și distribuția conținutului de apă în profil. Kc, z( și Ku(h) pot fi determinate independent. Ecuațiile prezentate pentru capacitatea de infiltrație s-au dovedit valide în coloanele de laborator. Acum le testăm pe teren.

**tu**

**Al V-lea CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SODULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964**

**MIȘCAREA APEI SUB ZONA RĂDĂCINII**

WR GARDNER 4

Mișcarea apei subterane în condiții saturate a fost mult timp un subiect de studiu și a fost dezvoltat un corp extins de teorie matematică pentru a descrie acest tip de curgere. Mișcarea apei în zona radiculară a plantelor a primit o atenție considerabilă în ultimii ani, iar ecuația pentru curgerea în condiții nesaturate a fost aplicată la o serie de probleme importante care apar în această regiune. Cu toate acestea, curgerea dintre zona radiculară și apa subterană a primit mult mai puțină atenție, iar teoria pentru această regiune este mai puțin bine dezvoltată. Această lucrare tratează unele aspecte ale curgerii apei între

suprafața solului și pânza freatică, cu accent pe mișcarea descendentă a apei. O astfel de curgere este deosebit de importantă în condiții saline, unde trebuie menținută mișcarea netă descendentă a apei pentru a asigura o levigare adecvată și pentru a preveni acumularea de sare. În scopul simplificării, se va lua în considerare doar curgerea unidimensională și se va presupune că proprietățile fizice ale solului sunt uniforme cu adâncimea.

FLUX ÎN STARE STAȚIONARĂ

Cel mai simplu caz este cel în regim staționar. Pentru curgerea în oricare direcție verticală, ecuația curgerii în regim staționar poate fi scrisă.

unde z este coordonata verticală, t este sucțiunea matricială, k este conductivitatea nesaturată a solului și q este fluxul, care este pozitiv în direcția pozitivă z. Conductivitatea, k, depinde puternic de

**. 8 «• •• ⍰**

sucțiune. Pentru unele soluri, relația dintre k și t este dată cu un grad adecvat de aproximare prin expresia empirică

*K este conductivitatea hidraulică sau saturată a solului, h este valoarea sucției la care k = K/2 și n este o constantă. Parametrul h este de ordinul a 10 până la 50 milibari de sucție, iar h variază de la aproximativ 2 pentru solurile argiloase până la 10 pentru nisipuri.*

Au fost publicate soluții ale ecuației (2) pentru mai multe valori integrale ale lui n (Gardner, 1958). Acestea pot fi aplicate în cazul mișcării descendente a apei prin evaluarea corespunzătoare a constantei de integrare. De exemplu, dacă w = 2, atunci:

*Kh t 1/ "J*

= tan" A “ V T+Ki-q + constanta (3)

Prin examinarea ecuației (3) se poate demonstra că atunci când pânza freatică este suficient de mult sub nivelul de referință superior, fie că este vorba de suprafața solului sau de partea inferioară a zonei radiculare, fluxul descendent q este independent de adâncimea z. Mai mult, acest flux este numeric egal cu conductivitatea nesaturată a solului. Rezultă că, în ceea ce privește conținutul de apă din sol și sucția solului, acestea sunt practic uniforme, cu adâncimea aproape până la pânza freatică. Singura forță descendentă de mișcare a apei este gradientul gravitațional. Aceeași situație există și pentru alte valori ale lui n. Aceasta diferă de situația în care mișcarea este ascendentă, caz în care fluxul depinde puternic de adâncimea pânzei freatice (Gardner, 1958).

Criteriul pentru ca fluxul să fie independent de adâncimea pânzei freatice, d, este ca aceasta din urmă să satisfacă inegalitatea

*d/2h > (kW*. (4)*

Când această inegalitate nu este satisfăcută, forța descendentă este mai mică decât gradientul gravitațional, iar fluxul descendent va fi mai mic decât conductivitatea nesaturată cu un factor care poate fi calculat din soluția ecuației (1). De exemplu, să luăm în considerare un sol pentru care K = 5 cm/zi, prin care dorim să menținem un flux descendent de 0,1 cm/zi. Dacă luăm X = 20 cm și w = 2, atunci adâncimea de la baza zonei radiculare până la pânza freatică trebuie să fie de cel puțin 280 cm. Presupunând că pânza freatică este cel puțin la această adâncime, fluxul descendent este independent de adâncimea până la pânza freatică. Sucțiunea care trebuie menținută la baza zonei radiculare pentru a obține un flux dat în aceste condiții poate fi evaluată din ecuația (2). În exemplul dat aici, k—q = 0,1 cm/zi. Înlocuirea valorilor pentru k, K și h în ecuația (2) dă t = 140 milibari. Astfel, atunci când conductivitatea nesaturată a unui sol este cunoscută în funcție de sucția matriceală, este posibil să se obțină o anumită rată de percolare prin menținerea sucției corespunzătoare. Invers, rata de percolare poate fi estimată dacă sucția este cunoscută.

## FLUX ÎN STARE NON-STAȚIONARĂ

O stare cu adevărat staționară este probabil rară. Multe probleme tranzitorii pot fi considerate în funcție de una dintre cele trei situații speciale. În primul caz, se presupune că inițial predomină condițiile de stare staționară și că o cantitate finită de apă este adăugată în sol ca un singur impuls la un moment dat / = 0. În funcție de înălțimea hidraulică, H, ecuația de curgere în acest caz poate fi scrisă.

unde t este timpul, iar 6 este conținutul de apă din sol raportat la volum. H = =—(^+2) când t este exprimat în dimensiunile colțului de apă. Dacă modificarea conținutului de apă nu este prea mare, atunci dH/dQ este aproape o constantă pentru orice conținut de apă dat și putem rescrie ecuația (5) pentru a obține.

unde D este difuzivitatea, iar D = kdH/dQ prin definiție. Presupunând că modificările conținutului de apă sunt mici, putem considera P ca fiind o constantă pe tot parcursul profilului, deși D este în mod normal o funcție de 6.

Soluția ecuației de curgere în condițiile specificate este dată de Carslaw și Jaeger (1959, p. 259). Pulsul apei se mișcă în jos aproximativ ca o undă, conform ecuației

x = (2P/)V2

unde x este distanța până la creasta undei. Amplitudinea undei scade cu 1 /x. Astfel, chiar dacă presupunerea că conținutul de apă se va modifica doar ușor nu este valabilă în apropierea suprafeței solului, ea devine mai aproape de adevărată odată cu adâncimea, iar aproximarea unei difuzivități constante devine din ce în ce mai bună pe măsură ce unda avansează în jos. Până când unda apare în partea de jos a zonei radiculare, această aproximare ar trebui să fie foarte bună.

Dacă se adaugă în sol o cantitate relativ mare de apă, astfel încât conținutul mediu de apă al întregului profil de sol crește cu mult peste conținutul de apă de echilibru sau în stare staționară, trebuie specificată o condiție inițială diferită. Aceasta este, în esență, problema drenajului unui întreg profil de sol, care a fost luată în considerare de Youngs (1980) și Gardner (1962a), printre alții. În acest caz, rata cu care apa se scurge din profil și intră în sistemul de ape subterane este dată de

**5—Congreml lolului — c. 3115**

Unde W este conținutul total de apă al profilului, Wf este conținutul final de apă la echilibru sau în stare staționară al profilului, iar L este adâncimea până la pânza freatică. Se poate demonstra că ecuația (8) este aplicabilă chiar și atunci când difuzivitatea este o funcție a conținutului de apă (Gardner, 1962b).

Al treilea caz tranzitoriu de luat în considerare este cel în care apa este adăugată la intervale regulate la suprafața solului. Dacă fluxul de apă în și din sol la suprafață ar fi o funcție armonică simplă a timpului, apa ar părea să se deplaseze în jos în sol ca o serie de unde cu o anumită viteză (Carslaw și Jaeger, 1959, p. 66).

*v = (^DIMYl\     (9)*

unde AZ este perioada, adică timpul dintre irigații sau furtuni. Lungimea de undă, sau distanța dintre undele succesive, este dată de

X = (^AZ)1^     (10)

iar amplitudinea scade pe măsură ce exp [— x (7r/Z>AZ1/2J). Undele sunt practic complet amortizate în momentul în care au călătorit o lungime de undă în sol. Dacă considerăm difuzivitatea majorității solurilor ca fiind de ordinul a 100 cm2/zi la așa-numita capacitate de câmp, o perioadă de 10 zile ar da o lungime de undă de 112 cm la acest conținut de apă.

În natură, apa nu este adăugată și nici evaporată de la suprafața solului cu o rată asemănătoare unei unde sinusoidale pure. Cu toate acestea, indiferent de forma curbei, fie că este undă dinți-de-fierăstrău sau pătrată, aceasta poate fi reprezentată printr-o serie sinusoidală. Deoarece componentele cu frecvență mai mare ale seriei vor fi amortizate cel mai rapid, în momentul în care o undă ajunge la baza zonei radiculare, ar trebui să fie practic o undă sinusoidală. Furtunile individuale sau irigațiile vor tinde să se contopească pe măsură ce adâncimea crește, iar la adâncimi de câțiva metri se vor observa în mod obișnuit doar fluctuații sezoniere. Analiza de mai sus susține sugestiile lui Gardner și Hillel (1962) conform cărora în timpul evaporării dintr-un sol, Fluctuațiile diurne și chiar săptămânale ale evaporării de la suprafața solului tind să fie amortizate și au doar o influență minoră asupra ratei de evaporare de la adâncimi de peste câțiva centimetri.

MĂSURAREA DIFUZIVITĂȚII PE TEREN

Difuzivitatea sol-apă oferă o măsură foarte utilă a adâncimii de influență a oricărui eveniment de suprafață. Ecuațiile pentru condițiile limită periodice sugerează o metodă destul de evidentă pentru măsurarea difuzivității în teren. Prin aplicarea de apă pe sol la intervale regulate și observarea vitezei cu care undele se mișcă în jos, ar trebui să fie posibilă calcularea difuzivității în analogie exactă cu tehnicile bine cunoscute pentru măsurarea difuzivității termice. Experimentele preliminare indică faptul că această procedură este într-adevăr fezabilă, în special dacă sucțiunea solului este în intervalul tensiometrului.

t; 8

REFERINȚE

Carslaw, HS, Jaeger, JC, 1959, Conducția căldurii în solide, ediția a 2-a, Oxford.

Gardner, WR, 1958, O soluție în stare staționară a ecuației de curgere a umidității nesaturate cu

*aplicație la evaporarea de pe o pânză freatică, Soil Sci., 85, 228—232.*

1962 a, Soluție aproximativă a unei probleme de drenaj nestaționar, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 2G, 129-132.

1962 b, Notă privind separarea și rezolvarea ecuației de tip difuzie, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 26, 404.

Gardner, WR, Hillel, DI, 1962, Relația dintre condițiile de evaporare externe și uscarea solurilor, J. Geophys. Research, 67, 4319—4325.

Youngs, EG, 1960, Drenajul lichidelor din materiale poroase, J. Geophys. Research, 65, 4025—4030.

REZUMAT

Soluțiile ecuației pentru curgerea apei în soluri nesaturate sunt analizate atât pentru percolarea în regim staționar, cât și pentru percolarea tranzitorie. În condiții de regim staționar, se demonstrează că rata de percolare este independentă de adâncimea până la pânza freatică atunci când aceasta este suficient de adâncă. În acest caz, rata de mișcare a apei în jos este egală cu conductivitatea nesaturată a solului. Sunt date ecuații care descriu mișcarea tranzitorie a apei pentru trei seturi diferite de condiții limită. Aceste ecuații permit calcularea ratei la care variațiile de suprafață ale conținutului de apă se vor propaga în jos și adâncimea la care acestea vor fi observate. Ecuația poate fi utilizată și pentru a determina difuzivitatea sol-apă din observațiile de teren.

RELUA

Soluțiile ecuației pentru curgerea apei în soluri nesaturate sunt analizate atât pentru percolarea în regim staționar, cât și pentru percolarea tranzitorie. În condiții de regim staționar, se demonstrează că rata de percolare este independentă de adâncimea până la pânza freatică, atunci când pânza freatică este suficient de adâncă. În acest caz, rata de mișcare descendentă a apei este egală cu conductivitatea nesaturată a solului. Sunt date ecuații care descriu mișcarea tranzitorie a apei pentru trei stări diferite ale condițiilor limită. Aceste ecuații permit calcularea ratei la care modificările umidității de suprafață se vor propaga în jos și a adâncimii la care acestea vor fi observate. Ecuațiile pot fi, de asemenea, utilizate pentru a determina difuzibilitatea apei din sol din observațiile de teren.

REZUMAT

Soluțiile ecuației pentru curgerea apei în soluri nesaturate sunt analizate atât pentru percolarea în stare staționară, cât și pentru cea tranzitorie. Se demonstrează că rata de percolare este independentă de adâncimea pânzei freatice în condiții de stare staționară, cu condiția ca pânza freatică să fie suficient de adâncă. În acest caz, mișcarea descendentă a apei este egală cu conductivitatea solului nesaturat. Sunt date ecuații care descriu mișcarea tranzitorie a apei pentru trei locații diferite în condiții limită. Aceste ecuații permit calcularea ratei la care variațiile de suprafață se propagă în jos și a adâncimii la care acestea sunt observate. Aceste ecuații pot fi, de asemenea, utilizate pentru a determina difuzivitatea apei din sol din observațiile de teren.

DISCUŢIE

HILLEL (Israel). Utilizarea unei valori a difuzivității ca și criteriu pentru capacitatea câmpului poate fi teoretic înșelătoare. Difuzivitatea este fluxul pe unitatea de gradient a conținutului de umiditate. Mișcarea apei în condițiile descrise poate avea loc la un conținut constant de umiditate a solului. Prin urmare, pare preferabil să se raporteze fluxul la gradienții de potențial hidraulic și la conductivitatea hidraulică, mai degrabă decât la gradienții de conținut de umiditate și la difuzivitate. Pentru un sol uniform și adânc, ar putea fi posibilă definirea capacității câmpului (arbitrar) în termeni de conductivitate hidraulică.

WR GARDNER. Sunt de acord că este probabil mai bine în acest caz să se măsoare potențialul decât conținutul de umiditate. Cu toate acestea, difuzivitatea apare atât în sistemul de potențial, cât și în cel de conținut de apă, în condiții tranzitorii. Sistemul de difuzivitate potențială este cel mai convenabil din punct de vedere matematic.

SA TAYLOR (SUA). Presupune teoria ca distribuția inițială a apei pe întreg profilul să fie uniformă și constantă?

WR GARDNER. Conținutul inițial de umiditate nu trebuie neapărat să fie constant. Totuși, problema este mult mai complicată dacă nu este așa.

AL. FEODOROFF (Franţa). Comentariu definiți-vă la capacitatea de reținere?

WR GARDNER. Pentru a defini în mod adecvat capacitatea de câmp sau de retenție, trebuie să existe un criteriu pentru a considera modificările conținutului de apă ca fiind neglijabile. O rată de modificare a conținutului de apă care ar putea fi prea mică pentru a fi detectată în două sau trei zile poate face o diferență importantă în două luni. Prin urmare, aș prefera să nu definesc și să precizez capacitatea de câmp. Trebuie subliniat faptul că, deși conținutul de apă în mare parte a zonei radiculare pare să rămână practic constant, poate exista o rată apreciabilă de mișcare descendentă.

WH VAN DER MOLEN (Olanda). Este mișcarea umidității în stare nesaturată din punct de vedere fizic același lucru cu fluxul de căldură, difuzia ionilor prin levigare ortogonală a sărurilor?

WR GARDNER. Sunt implicate procese fizice diferite, dar ecuațiile sunt aceleași din punct de vedere matematic ca cele pentru fluxul de căldură, pentru care există un corp vast de teorie.

JP QUIRK (Australia). Dr. Gardner a prezentat o diagramă log-logaritmică a conductivității în funcție de sucțiune, din care obține exponentul n. Aceste măsurători se referă la probe perturbate sau neperturbate? Dacă măsurătorile sunt pe probe perturbate, cum au fost preparate acestea?

WR GARDNER: Datele prezentate au fost pentru probe deranjate care au fost compactate la densitatea vrac din teren, umezite și parțial uscate de două sau trei ori. Datele pentru probele din teren sunt în bună concordanță pentru valori ale sucției solului peste aproximativ 200 de milibari. La sucții mai mici, structura solului are un efect pronunțat asupra conductivității.

GH BOLT (Olanda). Ar dori Dr. Gardner să speculeze asupra posibilităților experimentale care decurg din abordarea sa? Ar putea fi fezabil să se utilizeze impulsuri foarte mici în legătură cu microsenzori pe distanțe scurte sau amortizarea așteptată a impulsului este de așa natură încât impulsuri considerabile ar părea necesare. S-ar putea aplica un impuls sinusoidal și să se dezvolte o undă staționară pe o suprafață reflectorizantă?

WR GARDNER. Din cauza neomogenităților din sol și a amortizării rapide a impulsurilor în funcție de adâncime, cred că micro-impulsurile nu ar fi utilizate în mod obișnuit. Pot exista situații în care cineva ar putea dori să le utilizeze.

AR BERTRAND (SUA). Dl. Elhira de la Watkinsville, Georgia, SUA, lucrează în prezent cu echipamente pentru măsurarea microimpulsurilor. Datele sale sunt preliminare, dar în acest moment arată foarte bine.

***AL AL DOILEA CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964***

**ERGEBNISSE VON UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE WASSER-
BEWEGUNG IN UNGESÄTTIGTEN BÖDEN MITTELS
DURCHFLUSSVERFAHREN**

VETTERLEIN, R. KOITZSCH 1

PREVĂZUTE

Acest articol prezintă rezultatele studiilor privind conductivitatea capilară pe întreaga gamă de apă disponibilă plantelor în diverse materiale din sol și în fracții de granule homodisperse, utilizând o metodă de curgere continuă. Studiul se concentrează pe o încercare de a clasifica diferite soluri în funcție de conductivitatea lor capilară și pe problema fisurării capilare conform lui Rode (1959) și Abramova (1948).

METODĂ DE EXAMINARE

Pentru determinarea conductivității capilare a apei în intervalul de tensiune de aspirație de 0-1 µm, s-a utilizat un dispozitiv simplu (Vetterlein, 1962), al cărui principiu datează de la Richards (1931) (Fig. 1 A).

Pentru intervalul de tensiune de aspirație de 1—15 at, unul dintre autori (Vetterlein, 1964a) a dezvoltat un dispozitiv cu membrană dublă, care corespunde în principiu unui aparat anterior lui Richards și Moore (1952), dar în care se utilizează membrane de presiune în locul plăcilor ceramice, permițând astfel o extindere a intervalului de măsurare până la valoarea de 15 at (Fig. 1, B).

Măsurătorile conductivității capilare au fost efectuate la un debit constant de apă, adică la cantități constante de apă care curg în și din probă pe unitatea de timp.

Teoria procedurii a fost revizuită de Koitzsch (1964).

* Institutul de Știința Solului Eberswalde al Academiei Germane de Științe Agricole din Berlin. Institutul de Cercetare pentru Meteorologie Agricolă Halle al Serviciului Meteorologic al RDG, Stațiunea de Cercetare Meteorologică Agricolă Müncheberg, REPUBLICA DEMOCRATICĂ GERMANĂ.

Investigațiile raportate au fost efectuate pe material de sol cu o structură distrusă, și anume pe straturi de sol cu grosimea de 2 cm între plăcile poroase și de 1 cm în aparatul cu membrană dublă. Contracția probei de sol este luată în considerare la calcularea valorilor conductivității capilare.

Fig. 1. Reprezentări schematice ale echipamentului experimental:

*Un aparat cu flux continuu cu celule de vid (1, 2) biurete;*

*3,4 — celule de vid; 5 — probă de sol; 6 — plăci poroase;*

la pompa de vid;△ P —diferența de presiune efectivă; Pw —presiunea coloanei de apă); B —aparat cu membrană dublă-

tură (3,4 — celule cu membrană de presiune; 6 — membrane de presiune; 8 — intrare de presiune; 9 — cameră de presiune; altfel ca A)

Figura 1 A: Proba de sol (5) este plasată între pâlniile de sticlă (5, 4) cu plăci poroase (6). Fiecare pâlnie de sticlă este conectată la o biuretă (7, 2). Pâlnia și biureta sunt umplute cu apă. Prin generarea unui vid la cele două biurete care diferă cu cantitatea △ P, se generează un gradient de presiune de aspirație în proba de sol și începe un flux de apă prin proba de sol, care trece treptat de la o fază instabilă la o fază staționară.

Figura 1B: În aparatul cu membrană dublă, pâlniile de sticlă sunt înlocuite cu capsule de oțel (3, 4), iar plăcile poroase cu membrane de presiune (6) situate într-o cameră de presiune (9). Capsulele de presiune sunt conectate la două biurete (7, 2) în afara camerei de presiune. Diferența de tensiune de aspirație necesară este generată de un vid suplimentar △? pe una dintre cele două biurete. Proba de sol (5) este situată într-un inel telescopic, care asigură menținerea contactului cu membranele chiar dacă proba de sol se contractă. Detalii despre aparatul cu membrană dublă sunt descrise într-o comunicare separată (Vetterlein, 1964 a).

Pentru a calcula conductivitatea capilară a probelor de sol [este necesar să se ia în considerare influența membranelor sau a plăcilor poroase. Acest lucru se face utilizând secvența:

Relația membrană-probă de sol-membrană este considerată o serie de trei rezistențe capilare, iar calculul se efectuează analog legilor fluxului de curent electric sau fluxului de căldură. Următoarea ecuație poate fi utilizată în acest scop (Koitzsch și Vetterlein, 1964).

*k=k'-Y^W^'z''*
*k*!d**

*k —conductivitatea capilară a probei de sol k1 —conductivitatea capilară aparentă (sol*

proba 4 - membrane)

Ä* —conductivitatea capilară a membranei sau

Material filtrant (k, £', Ä* în ml $cm^{-1}$ $s^{-1}$ $at^{-1}$) d — grosimea probei de sol (cm) d* — grosimea materialului membranei (cm)

Factorul de corecție definit de ecuația de mai sus este prezentat în Figura 2 ca funcție de

*^\d . H,*
*k*/d**

Valoarea 3C' trebuie determinată experimental prin măsurarea permeabilității capilare aparente a probei de sol k'/d (ml $cm^{-2}$ $s^{-1}$ $la^{-1}$) direct în testul de curgere și a permeabilității capilare a membranei sau a materialului poros al plăcii k*/d* (ml $cm^{-2}$ $s^{-1}$ $la^{-1}$) separat. După cum se poate observa din Fig. 2, determinarea conductivității capilare a unei probe de sol este cu atât mai precisă cu cât Hz este mai mic, adică cu cât permeabilitatea capilară a membranelor sau a plăcilor filtrante este mai mare în raport cu permeabilitatea capilară aparentă a probei de sol.

Prin selectarea unor plăci filtrante poroase și a unor tipuri de membrane adecvate, determinarea conductivității capilare a probelor de sol poate fi efectuată pe întreaga gamă de apă disponibilă plantelor, utilizând metodele de curgere descrise.

Toate valorile conductivității capilare sunt date în ml s"1 $cm^{-1}$ $la^{-1}$, adică reprezintă cantitatea de apă care curge în ml pe unitatea de suprafață și timp la un gradient de tensiune de aspirație de 1 $la^{-1}$ pe $cm^{-1}$.

REZULTATELE MĂSURĂTORILOR

Rezultatele prezentate mai jos au fost obținute de unul dintre autori (E. Vetterlein) și se referă la fracții de granule homodisperse și la materiale din 16 soluri diferite, a căror compoziție granulometrică este prezentată în Tabelul 1.

Următoarele fracții de granule, de la nisip mediu la argilă grosieră, au fost izolate și analizate din material natural de sol, constând predominant din cuarț, prin cernere, elutriere sau centrifugare (diametre în mm): 0,6—0,2; 0,2—0,1; 0,1—0,06; 0,06—0,02; 0,02—0,01; 0,01—0,006; 0,006—0,002; 0,002—0,001. Conductivitățile capilare ale apei au fost determinate prin măsurarea simultană a modificărilor conținutului de apă al fracțiilor pe baza nivelurilor de apă din biurete.

Rezultatele acestor investigații sunt prezentate în Figurile 3 și 4. Se poate observa că în fiecare dintre fracțiile investigate

o gamă de valori uniform ridicate, are loc o scădere bruscă și abruptă a conductivității capilare și duce la valori aproape zero.

Această scădere abruptă a mișcării apei este, așa cum se arată în Fig. 4, asociată cu eliberarea majorității apei acumulate anterior.

apă conținută. Din cantitățile de apă eliberate (aprox. 20-40% volum), se poate observa că probele din intervalul de conductivități capilare ridicate sunt aproape saturate cu apă, ceea ce înseamnă că eliberarea apei este asociată cu o tranziție de la mișcarea apei saturate, capilare, la mișcarea apei nesaturate, de tip pelicular, adică o ruptură bruscă a conexiunilor capilare.

Este demn de remarcat faptul că, chiar și în fracția de 0,002—0,001 mm, considerată de obicei argilă, are loc o ruptură capilară semnificativă. Ruperea firelor capilare de apă are loc la valori mai mari ale tensiunii de sucțiune, cu atât dimensiunea granulelor este mai fină. Valorile medii ale rupturii capilare pentru dimensiunile granulelor homodisperse examinate sunt prezentate în Tabelul 2.

Există o relație clară între dimensiunile porilor din fracțiile individuale și valoarea tensiunii de sucțiune respective atunci când firele de apă capilară se rup. Aceste relații sunt prezentate în Figura 5. Diametrele porilor calculate pe baza unui model sferic corespund la 0,42 ori diametrul porilor pentru cea mai laxă împachetare sferică și

cu cea mai strânsă împachetare a sferelor, de 0,16 ori diametrul mediu al sferei fracției respective. Există o concordanță aproape perfectă între „diametrul porilor cu cea mai laxă împachetare a sferelor" și diametrul calculat conform formulei de capilaritate a lui Bechhold (Bechhold, 1907; Einstein și Mühsam, 1923).

*p = ^* '

2r -, • ..

diametrul porilor calculat dacă înlocuim P cu valoarea tensiunii de aspirație la ruperea conexiunilor capilare de apă.

*Presiunea necesară pentru golirea unui capilar la,*

2y — diametrul capilarului în cm,

^ — 0,296 • 10-3 la • cm (la + 20°C). • ;::

Diametrele medii ale porilor măsurate din secțiuni subțiri sunt aproximativ între diametrul porilor celui mai lax

cd cc către u tn

și cea a celei mai strânse împachetări de sfere. Per total, discuția de mai sus arată că debutul ruperii filamentelor capilare de apă în fracțiile de granule homodisperse are loc strict conform legilor capilarității și își găsește astfel explicația.

*Măsurători pe diferite soluri*

Figura 6 prezintă rezultatele măsurătorilor conductivității capilare pe probe din soluri nisipoase, soluri nisipoase lutoase și un sol lut nisipos. Diferența clară dintre solurile nisipoase sărace în argilă și nămol, inclusiv un sol prăfuit (1-4), pe de o parte, și nisipurile și luturile care conțin argilă, pe de altă parte, este imediat evidentă. Primele nu diferă semnificativ în ceea ce privește conductivitatea lor capilară de fracțiile de granule homodisperse corespunzătoare. După valori ridicate la tensiuni de sucțiune scăzute, care sunt cu aproximativ 2-3 ordine de mărime mai mari decât cele ale solurilor lutoase, există o scădere bruscă și abruptă la valori incomensurabil de mici. Chiar și un conținut scăzut de argilă și nămol, care...

Caracterul argilos al nisipurilor poate altera semnificativ conductivitatea capilară: o conductivitate capilară cu ordine de mărime mai mică decât cea a nisipurilor sărace în argilă la solicitări de sucțiune scăzute este urmată de o reducere treptată a conductivității capilare care se extinde pe un interval mai mare de solicitări de sucțiune, care nu mai are caracterul unei zone de fisură capilară bine definite.

Există tranziții line. În timp ce la tensiuni de sucțiune scăzute, conductivitățile capilare ale apei scad odată cu creșterea conținutului de nămol și argilă, situația este inversată la valori mari ale tensiunii de sucțiune. În nisipurile luto-lutoase, mișcarea capilară a apei se oprește chiar înainte de atingerea punctului de ofilire. Deși tranzițiile dintre nisipuri luto-luto-lutoase sunt line, nisipurile luto-luto-luto-lutoase diferă clar de solurile luto-luto-argiloase datorită conductivităților lor mai mari ale apei la tensiuni de sucțiune scăzute și conductivităților lor mai mici ale apei la tensiuni de sucțiune mai mari. Prin urmare, acestea pot fi considerate un grup special.

În schimb, diferențele dintre solurile nisipoase, solurile argiloase și argile sunt mici, pe întregul interval de apă disponibilă plantelor (Fig. 7). În timp ce până la valori ale tensiunii de sucțiune de aproximativ 1 at, conductivitatea capilară se modifică relativ puțin, din acest interval începe o scădere continuă și vizibilă de aproximativ trei ordine de mărime. Conductivitățile capilare ale apei în solurile luto-argiloase la tensiuni de sucțiune scăzute sunt în jur de $10^{-5}$ ml $cm^{-1}$ $s^{-1}$ $at^{-1}$ și scad între $10^{-1}$ și 15 $at^{-1}$ până la valori între $10^{-1}$ și $10^{-1}$.

^? Sp a^ 1 ak* Aceste soluri lutoase și argiloase pot fi, de asemenea, grupate într-un grup special.

Rezultatele măsurătorilor noastre arată că pare rezonabil să grupăm solurile argiloase și solurile siltoase ca un grup separat. ™  Acest grup, în comparație cu argilele și luturile normale,

Conductivitățile apei capilare sunt cu aproximativ un ordin de mărime mai mari la aproximativ * la. Cu toate acestea, între 1—3 la

are loc o scădere abruptă a mișcării capilare a apei, care are caracterul unei zone de fisură capilară. Cu toate acestea, spre deosebire de nisipurile sărace în argilă, mișcarea capilară a apei nu se oprește complet după zona de fisură capilară, ci se extinde până la punctul 15, cu valori apropiate de cele ale solurilor luto-argiloase. Prin urmare, toate solurile investigate

Soluri luto-argiloase și siltice la valori ale tensiunii de sucțiune de 10-15 °C, cu valori similare de scăzute ale conductivității capilare a apei între $10^{-8}$ și $10^{-1}$ ml $cm^{-1}$ $s^{-1}$ $af^{-1}$.

Dacă dorim să clasificăm diferite tipuri de soluri în funcție de compoziția granulometrică, în funcție de conductivitatea capilară a apei, pe baza rezultatelor testelor se pot distinge următoarele 4 grupe:

nisipuri sărace în argilă și nămol,

nisipuri lutoase până la lutoase,

lut și argilă,

Soluri de praf și nămol.

Trebuie menționat în special că în Fig. 6-8 se utilizează coordonate logaritmice și este discutabil dacă o astfel de reprezentare prezintă o imagine înșelătoare (Richards și Wadleigh, 1952, p. 81). De fapt, în majoritatea solurilor, o scădere abruptă a mișcării capilare a apei are loc chiar și la valori scăzute ale tensiunii de sucțiune (Fig. 9, în care s-a ales o diviziune liniară în coordonate) și - cu excepția argilei lutoase (13) - valori foarte scăzute ale conductivității capilare, mai mici de 10~6 cm. cm-1 s-1 la-1, sunt deja prezente de la 0,6 la 0,8 și în sus. Atunci când se alege o scară mai mare

> ■ ■

Totuși (vezi Fig. 9, dreapta) observăm că, chiar și la valori mai mari ale tensiunii apei, există modificări puternice ale conductivității capilare a apei și diferențe absolute de un ordin de mărime între diferite soluri. Prin urmare, se pune întrebarea unde

Creșterea este limita inferioară a conductivității capilare. Această întrebare este dificil de răspuns și poate fi estimată doar aproximativ, deoarece, printre altele, gradienții efectivi ai

tensiunii de sucțiune și distribuția umidității și a rădăcinilor pot varia foarte mult în condiții naturale de sol. O analiză a distribuției valorilor tensiunii de sucțiune în diferite soluri în timpul uscării de vară (Vetterlein, 1964 b) a arătat că la limita inferioară a stratului înrădăcinat se pot aștepta gradienți ai tensiunii de sucțiune de aproximativ 1,0-0,1 μm pe cm în direcție verticală. În imediata vecinătate a rădăcinilor, probabil se pot găsi gradienți mult mai mari.

9

apar distanțe mai scurte. Dacă presupunem în continuare o valoare de 2 mm pe zi ca limită inferioară medie a consumului de apă necesar pentru producția vegetală, atunci solul vegetat eliberează 0,2 ml cm-2 zi-1, care trebuie furnizați stratului înrădăcinat prin conducția capilară a apei de la adâncimi mai mari. Dacă gradientul tensiunii de sucțiune la limita inferioară a stratului înrădăcinat este 1 la cm-1, cantitatea necesară de apă va fi transportată dacă conductivitatea capilară este de 2,3 • 10~° ml cm-1 s-1 la-1. Totuși, această valoare este atinsă în majoritatea solurilor luto-argiloase și siltice în intervalul de tensiune de sucțiune de 1-3 la, dar în solurile nisipoase chiar și la valori mult mai mici ale tensiunii de sucțiune, de aproximativ 0,1-0,3 la. În solurile siltice, această „limită critică" coincide aproximativ cu intervalul fisurilor capilare. Cu toate acestea, trebuie ținut cont de faptul că, în funcție de condițiile respective, această limită critică poate fi mai mare sau mai mică cu aproximativ un ordin de mărime.

LITERATURĂ


Abramova, MM, 1948, Opyty po izuöeniiu peredvileniia kapilliarno-podvelennoi vlagi isparenii, Potivovedenie, 1, 24—32.

Buchhold, H., 1907, Studii coloizi folosind metoda filtrării, Z. Physical Chemistry, 60, 257—269.

Einstein, A., Mühsam, H., 1923, Determinarea experimentală a lățimii canalului filtrelor, German Medical Weekly, 49, 1012—1014.

Koitzsch, R., Vetterlein, E., 1964, O metodă de flux pentru determinarea capilarității

*Conductivitatea hidraulică a probelor de sol la conținuturi scăzute de umiditate, Forsch, u. Fortschr. 38, 263—265.*

Koitzsch, R., 1964, Teoria unui aparat cu membrană dublă pentru determinarea conductivității capilare a probelor de sol, A.-Thaer.-Arch., 8, 1—2, 37—50.

Richards, LA, 1931; Conducția capilară a lichidelor prin medii poroase, Fizică, 1, 318—333.

Richards, LA, Moore, DC, 1952, Influența conductivității capilare și a adâncimii de umezire asupra retenției de umiditate în soluri, Transact. American. Geophysic Union, 33, 531-540.

Richards, LA, Wadleigh, CH, 1952, Sol, apă, creșterea plantelor, Agronomie, 2, 73-251.

Rode, AA, 1959, Apa din sol, Berlin Akademie-Verlag.

Vetterlein, E., 1962, Rezultatele investigațiilor privind mișcarea apei în soluri folosind capilarimetrul cu vid, A.-Thaer.-Arch., 6, 118—127.

1964 a, Un aparat cu membrană dublă pentru determinarea conductivității capilare a probelor de sol, A.-Thaer.-Arch., 8, 1—2, 28—36.

1964 b, Investigații fizice ale solului pe graficele de măsurare a umidității solului pe termen lung ale Serviciului Meteorologic și Hidrologic al RDG, parte a unei lucrări comune, publicare planificată.

REZUMAT

Sunt prezentate rezultatele măsurătorilor conductivității capilare a apei pe diverse soluri și fracții de granule homodisperse utilizând o metodă de curgere continuă, acoperind întreaga gamă de apă disponibilă plantelor. În toate fracțiile de granule homodisperse și în nisipurile sărace în argilă, se poate identifica un punct de fisurare capilară bine definit, care poate fi explicat prin legile de capilaritate cunoscute. În toate solurile luto-argiloase examinate, nu a fost detectabilă o zonă de fisurare capilară bine definită.

În schimb, în solurile argiloase și siltice există o zonă de fisuri capilare mai puțin bine definită. Se poate găsi următoarea clasificare a solurilor:

fi luat:

nisipuri sărace în argilă și nămol,

nisipuri lutoase până la lutoase,

lut și argilă,

Soluri de praf și nămol.

Valoarea critică a mișcării capilare a apei pentru alimentarea cu apă a plantelor prin căi capilare se situează în majoritatea solurilor lutoase, argiloase și siltice în intervalul de tensiune de sucțiune de aproximativ 1-3 at.

REZUMAT

Sunt analizate rezultatele investigațiilor privind conductivitatea capilară a apei în diferite probe de sol și separate de cuarț homodispersate prin metode de curgere continuă, în întregul interval al conținutului de umiditate disponibil. În toate separatele de cuarț homodispersate și în nisipurile neargiloase, se poate detecta un punct de ruptură a conexiunii capilare pronunțat, care poate fi explicat prin legile capilarității. Pe toate argilele și luturile investigate, un astfel de punct pronunțat nu este demonstrabil. Dimpotrivă, în luturile și silturile siltice, este vizibil un punct de ruptură mai puțin pronunțat, la presiuni cuprinse între 1 și 3 atmosfere.

În ceea ce privește mișcarea capilară a apei, se pot prezenta următoarele clasificări ale solurilor:

nisipuri cu conținut scăzut de argilă și nămol,

nisipuri luto-amoase ușoare până la nisipuri luto-amoase,

lut și argilă,

soluri siltoase.

În ceea ce privește alimentarea plantelor cu apă prin capilaritate, valoarea critică a mișcării capilare a apei constă în majoritatea solurilor luto-argiloase și lutoase, în intervalul de absorbție a umidității solului de aproximativ 1 până la 3 atmosfere.

RELUA

Sunt prezentate rezultatele determinărilor conductivității capilare în soluri de diferite naturi și fracții de cuarț cu diametru uniform, utilizând metoda percolării capilare pe întregul interval de apă accesibilă plantelor. În toate fracțiile de cuarț și în nisipurile fără argilă, se poate recunoaște un punct de rupere capilară clar definit, care poate fi explicat prin legi capilare bine cunoscute. Existența unui interval de rupere capilară clar definit nu poate fi demonstrată în toate solurile argiloase sau nămoloase examinate. În solurile nămoloase pulverulente și solurile nămoloase, un interval de rupere capilară mai puțin clar definit se găsește între 1 și 3 atm.

În ceea ce privește capilaritatea apei, se pot stabili următoarele grupări de soluri:

Nisipuri sărace în argilă și nămol;

Nisipuri ușor lutoase până la lutoase;

Nămoluri și argile ;

Soluri pulverulente și lutoase.

Valoarea critică a mișcării capilare a apei pentru alimentarea plantelor cu apă (pe cale capilară) se află în majoritatea solurilor lutoase, argiloase și lutoase, aproximativ în intervalul forței de sucțiune de 1 până la 3 atm.

I. 9

DISCUŢIE

H. LEHR (Republica Populară Română). Referindu-mă la prezentările susținute în sesiunea de astăzi după-amiază despre problemele curgerii prin medii poroase, aș dori să fac câteva observații asupra metodelor prezentate aici de domnii Kirkham, Kutilek, Gardner și Vetterlein pentru determinarea cantitativă a volumelor de apă de scurgere. Tocmai în domeniul curgerii apei de infiltrație noi, inginerii civili, ar trebui să colaborăm cel mai

strâns cu colegii noștri din știința solului, deoarece viabilitatea economică a oricărui proiect de recuperare a terenurilor este determinată în mare măsură de alegerea secțiunii transversale a șanțurilor de drenaj, de distanța dintre acestea și de secțiunea transversală a digurilor. Pentru a menține dimensiunile lucrărilor de terasament în limitele minime impuse de gradul de siguranță admis și pentru a asigura eficacitatea irigării și drenajului prin măsurile structurale luate, este necesar să se studieze în detaliu procesul de curgere. Din păcate, această interfață dintre hidraulică, mecanica solului, fizica solului, inginerie civilă și cultura solului este tratată prea unilateral de către diverșii reprezentanți ai acestor discipline și numai din propria lor perspectivă, în timp ce alte formule și metode contabile adoptate sunt adesea adoptate necritic. Acesta este probabil motivul pentru care, în majoritatea cazurilor, rezultatele calculelor nu concordă cu observațiile și de ce proiectarea sistemelor destinate scăderii nivelului pânzei subterane sau creșterii conținutului de apă din sol se bazează pe date empirice sau pe teste la scară largă, la fața locului.

Toate formulele de calcul sunt derivate din teoria potențialului și probabil au servit mai mult la dezvoltarea teoriei funcționale a variabilității complexe decât la surprinderea reală a fenomenului fizic. În mod destul de logic, mai multe lucrări prezentate aici au subliniat importanța structurii solului, a complexului de adsorbție și a altor mărimi fizice pentru surprinderea procesului de curgere. Aș dori să atrag atenția aici asupra lucrărilor pe care le-am prezentat la conferința științifică a Institutului de Inginerie Civilă din București. Această lucrare prezintă ideea abandonării metodelor de calcul aplicabile continuumurilor (cum ar fi formarea gradienților, divergența etc.) pentru mișcarea fluidelor în medii poroase și extinderea considerentei la un sistem dispersat, multifazic, inomogen. În acest caz, forțele care acționează ca urmare a interacțiunilor dintre fazele individuale sunt determinate pe baza teoriei stratului limită și, în acest fel, se determină mișcarea fluidului vâscos în care apare apa din pori. În acest fel, se obțin și forțele de presiune exercitate asupra granulelor individuale de către curgerea apei.

Pe baza acestei abordări, se pot abandona unele concepte pur mecanistice, cum ar fi forțele dinamice ale apei de infiltrare ca diferență dintre presiunile hidrostatice F—yw-2-, presiunea apei din pori ca proporție din forța externă absorbită de apă și ascensiunea capilară în solurile argiloase, care teoretic se ridică la până la 50-100 m, dar care nu corespund niciunei realități fizice. De asemenea, această abordare poate permite o mai bună înțelegere a proprietăților reologice ale tipurilor de sol în funcție de conținutul lor de apă și, astfel, o înțelegere clară a relației dintre mișcarea apei și schimbarea volumului și rezistența la presiune. Profit de această ocazie pentru a atrage atenția autorilor înalt calificați ai contribuțiilor la Prima și a Șasea Comisie asupra acestui aspect al problemei și, în acest fel, pentru a facilita o cooperare mai strânsă între cercetătorii din domeniul fizicii solului și cei care se ocupă de probleme structurale ale mecanicii solului, astfel încât aceste întrebări să fie discutate și în cadrul congreselor și reuniunilor internaționale.

**STUDIUL REGIMURILOR DE UMDITATE A SOLULUI PENTRU**

**OBIECTIVE ECOLOGICE. INDICI DE UMIDITATE ACTIVĂ**

CONS. D. CHIRIȚĂI

Regimul de umiditate al solului este de o importanță primordială pentru viața plantelor, distribuția geografică a diferitelor specii și asociații naturale de plante și producția vegetală. Prin urmare, ecologia plantelor, geobotanica, agricultura și silvicultura sunt direct interesate de înțelegerea acestui regim.

Regimul hidric al solului, așa cum a fost definit pentru prima dată de Vysotzki (1934) și recent de Rode (1956), ar trebui considerat ca un complex al următoarelor regimuri: regimul de alimentare cu apă a solului din diferite surse, regimul de mișcare a apei în profilul solului și în substratul său litologic și regimul de saturație a apei în sol. Aceste considerații ne-au condus la distincția dintre conceptele de regim hidrologic și regim de umiditate ca și constituenți ai regimului hidric al solului (Chirità, 1961).

Din punct de vedere ecologic, importanța principală revine regimului de umiditate a solului, care - însă - nu poate fi conceput și explicat decât dintr-o perspectivă cauză-efect, legată de regimul hidrologic (regimul de alimentare cu apă a solului din diferite surse și regimul de circulație a apei în sol și substrat litologic). Studiul regimului de umiditate a solului prezintă dificultăți deosebite, deoarece în același profil de sol, rata de saturație a apei prezintă o dublă variație: una în funcție de timp și cealaltă în funcție de spațiu (de la un nivel al profilului de sol la altul).

Studiul acestui regim în scopuri ecologice trebuie să evidențieze aceste două variații, cel puțin pe parcursul sezonului de creștere și - în același timp - să exprime umiditatea solului într-o manieră orientativă pentru aprovizionarea cu apă a plantelor.

Metodologia studiului și modalitățile de exprimare a regimului de umiditate a solului sunt bine cunoscute. De asemenea, este de remarcat exprimarea energetică modernă a umidității ca valoare a tensiunii sau sucției apei (Marshall, 1959; Richards, 1960). O lucrare specială despre metodologia studierii regimului hidric în sol a fost recent pregătită de Rode (1960). Contribuții importante în acest domeniu

Academia de Științe a REPUBLICII POPULARULUI ROMÂN.

**O>**

**(AL CO**

se datorează și școlii pedologice din Eberswalde (prof. E. Ehwald), în special celor din Vetterlein. ii

Acest raport prezintă o modalitate de studiu a regimului de umiditate a solului, corespunzător cerințelor ecologiei vegetale, considerând acest regim ca un regim al condițiilor de alimentare cu apă pentru plante. În acest sens, studiul regimului de umiditate a solului își propune să releve variațiile în timp și de-a lungul profilului de sol, ale accesibilității apei pentru plante și rezervele de apă accesibile.

Importanța accesibilității apei pentru plante între capacitatea de câmp și coeficientul de ofilire a făcut obiectul a numeroase investigații experimentale. Majoritatea acestor investigații, un studiu de sinteză realizat de Richards și Wadleigh (1952) și examinarea critică a concluziilor diferitelor lucrări realizate recent de Hagan și Vaadia (1960), confirmă natura diferită a accesibilității apei între cele două limite menționate mai sus și, în consecință, dependența creșterii vegetative și a nivelului recoltelor - în anumite condiții de mediu și culturale - de gradul acestei accesibilități.

Accesibilitatea apei din sol pentru plante este determinată - în solurile nesalinizate - de tensiunea cu care apa este reținută de fazele solide ale solului, precum și de potențialul de dezvoltare și densitatea sistemului radicular al plantelor. Astfel, studiul regimului de umiditate al solului în scopuri ecologice trebuie să implice determinarea sucției (sucției matricale, Marshall (1959), Richards, (1960)) a apei din sol. Conform lui Richards și Wadleigh (1952), indicii medii ai tensiunii de umiditate obținuți pentru un strat de sol destul de gros pot reprezenta satisfăcător condițiile de umiditate ale solului în mediul apropiat rădăcinilor, pentru întregul strat sau o parte a acestuia.

Studiul regimului de umiditate al solului în acest proiect implică stabilirea curbelor sucțiune-umiditate (curbe de retenție) pentru diferitele niveluri ale profilului de sol și substratul studiat, determinarea variației umidității solului (exprimată în procente volumetrice), transformarea valorilor de umiditate în valori de sucțiune și stabilirea cronoizopletelor de sucțiune.

Aplicarea acestei metode care necesită determinări ale sucției este limitată la laboratoarele care posedă echipamentul necesar în acest scop. Această limitare impune utilizarea unei metode indirecte, accesibile tuturor unităților de cercetare și care permite studierea regimului de umiditate într-un mod suficient de indicativ pentru accesibilitatea apei pentru plante și, prin urmare, a sucției, fără a efectua determinări de rutină ale sucției.

Astfel, pentru exprimarea umidității solului, folosim rata de saturație a solului în apă accesibilă, denumită convențional indice elementar de umiditate activă a solului Ie (Chirită, 1962), dată de relația

A=^^100.

10

*H este umiditatea solului exprimată în g/100 cm3 de sol,*

*CF — coeficient de ofilire,*

*CEA — capacitatea accesibilă a apei (între limitele CC — capacitatea câmpului sau conținutul de apă la aspirația corespunzătoare și CF — cantitatea de apă existentă pentru o aspirație de 15 atm).*

Valoarea propusă a indicelui de umiditate este zero la coeficientul de ofilire CFt 100 la capacitatea de câmp CC, <0 la umidități < CF și > 100 la umidități > CC.

Acest indice este considerat de Rode (1960) ca fiind cea mai sugestivă expresie a umidității solului în raport cu rezerva de apă a plantelor. Michurin (1959) a studiat transpirația unor plante de cultură conform unui indice similar.

Intervalul de valori posibile ale indicelui de umiditate activă utilizat de noi corespunde intervalului de valori de aspirație de la 0 la 15 și > 15 atm.

În scopuri ecologice, se poate limita la cunoașterea generalizată a valorilor de sucțiune, utilizând intervale - desemnate prin simboluri - de importanță semnificativă pentru fiziologia plantelor, cărora, pentru solurile cu textură medie, le corespund categoriile de indici elementari indicați mai jos:

Z — indici < 0, apă inaccesibilă și foarte greu accesibilă

sensibil la plante;

-41: — indici 0—-20, apă greu accesibilă (aspirații ale

; . 15 până la 8 atm.); condiții de vegetație foarte dificile, în apropierea

. : a aparenței și a însăși aparenței procesului de

• . j • ofilire;

ri2 — indici 20—50, apă relativ greu accesibilă (sucțiuni de 8 până la 1 atm.); dezvoltare încetinită a plantelor; 1 .

*Ca — indici 50—90, apă ușor accesibilă;*

*Af — indici 90—100, apă ușor accesibilă, umiditate apropiată de CC;*

*E — indici > 100, apă ușor accesibilă, umiditate CC.*

Intervalul E poate fi subdivizat în Ex, E2, E3, E4 conform *)

*Er — umiditate între CC și Cep *);*

*E2 — umiditate între Cep și CM **)/*

*E3 — submersia parțială a terenului;*

*E4 — submersia completă a terenului. ? . ; : . . . ; .*

Figura 1 prezintă curba umiditate-sucțiune, intervalele menționate mai sus și valorile limită corespunzătoare ale indicilor de umiditate activă pentru un sol cu textură medie. Indicii limită 20 și 50 din intervalele 3i și 212 de sucțiune scad pentru solurile cu textură mai grosieră în comparație cu solurile cu textură lutoasă (nisiposo-lutoastră, nisipos-lutoastră și

*) Cep—capacitatea capilară a apei. , ii (. .,! ...,;; ;>- . ^*

*CM - capacitatea maximă de apă.*

*ARE.)*

I. 10

nisipos) devenind aproximativ 10, 7, 5, respectiv 40, 30, 20; pentru solurile cu o textură mai fină decât textura lutoasă, aceste valori se modifică și ele, crescând . , .

Cunoașterea intervalelor de aspirație corespunzătoare diferitelor valori ale indicelui de umiditate activă satisface cerințele minime de ecologie privind accesibilitatea apei pentru

*15*

*ARE*

^

.M

*1-*

*!0*

*1*

plantele.

Intervalele indicelui de umiditate-sucțiune menționate mai sus corespund în mod satisfăcător intervalelor de umiditate caracteristice pentru grupurile de plante xerofite, xeromezofite, mezofite, mezohigrofite, higrofite și ultrahigrofite.

Figura 2 prezintă reprezentarea grafică a regimului de umiditate pentru un cernoziom moderat levigat pe loess al silvostepei, utilizând indicele elementar de umiditate activă. * De asemenea, sunt indicate rezervele de apă accesibile * în mm. până la adâncimi de 0,5 m, 1 $m^2$. Figura 3 prezintă același caz, dar într-un mod generalizat; în loc de valorile indicilor elementari de umiditate activă, s-au folosit intervalele de umiditate-sucțiune propuse. Aspectul este simplificat, mai expresiv și suficient de indicativ pentru scopuri ecologice.

4?

**Eu**

*La*

*Sunt aici*

**II.**

*To To jo*

*Umiditate 7ovai.*

*0 JO JO*

V1

—1 - wo

Fig. 1, Curba umiditate-sucțiune a unui sol lutos (cu intervalul de umiditate activă)

.- și indici Ie care delimitează intervalele I, Av A2, A3, A^, E).

*Orizonturi și profile de umiditate. Zona profilului de sol ale cărei valori ale indicelui de umiditate sunt incluse în aceeași categorie (Z, .dj, X2 etc.) este considerată „orizont de umiditate" și se exprimă prin simbolul categoriei respective. Totalitatea acestor orizonturi din profilul de sol constituie „profilul de umiditate" sau „profilul apei din sol". Se poate*

jauueas N3X0 Mü^psuueos 4Q

*Jooța's 30, 100*
*ri 200 cm*

*INDICI*

VIII

*<0*

*io*

*O-1O*

*așa*

*30*

*10-20*

*40*

*60*

*20-30*

*60*

*50-40*

***70***

*BO*

*40-50*

*aşa*

*50-50*

*100*

*DacăO*

*60-70*

***120***

***130***

*140**

*00-90*

*150%*

***160***

***ISO***

***200***

***Acces la clădire în mm***

*200.*

*107*

*93*

*101*

***100---***

**n>**

g

**Eu**

Regimul de umiditate al solului prin indici elementari de umiditate activă și rezerve de apă accesibile. (Cernoziom forestier Levigot - Regiunea București).

***170***

L 1SOk

***cm°***

*iso ?m*

*400-*

*M'SUMSD și UdCCHS/ßl £ 300 USD*

***331.211***

*73*

***4L***

*137*

*70*

*158*

*.72*

*83*

*45 de ani*

***116'***

*70*

***89***

***44***

*234*

*106*

*^ \70-B0*

*90-100*

Expresia

iteppe, sub o pădure de Querctis pedimculiflora). Lel

jauueos N3M0 M1!M pauiiBDS ^

>

/

**INTERVALELE INDICESULUI h**

**▯▯>100 (Ef) £773 20-0 (A)**

ES 50-20 (I)

Fig. 3. Expresia generalizată a regimului de umiditate prin intervale index (cazul din fig. 2).

CD cc

co

*7'ablcau*

*** Indicele median al sezonului de creștere.**

**Simbolurile între ( ) indică un strat subțire de sol, cu grosimea de 10-15 cm.**

Întrebări scanate cu OKEN

Prin urmare, exprimă profilul apei din sol într-un mod analog cu cel utilizat pentru a desemna profilurile tipurilor genetice de sol. De exemplu, expresia A1AZ!A^A2A1 reprezintă conținutul de umiditate al orizonturilor humice A + AC [conținutul de umiditate al orizonturilor Cca + C ale unui sol cernoziomic la un moment dat]. Regimul de umiditate al solului poate fi exprimat printr-o serie de profiluri de umiditate stabilite în momente caracteristice ale sezonului de creștere.

*Indicii medii ai umidității active la un moment dat. Aceștia sunt mediile indicilor elementari determinați pentru zona de humus utilizată intens de rădăcinile plantelor - zona R, precum și pentru orizontul următor - partea superioară a stratului mineral subiacent.*

*Indicele de primăvară Ip și Ip și indicele de vară Ies și I's (caracteristici pentru cele două zone de sol deja menționate). În unele cazuri, de exemplu pentru culturile agricole de toamnă, este necesar să se calculeze și indicele de umiditate de toamnă It.*

*Indicele median al sezonului de creștere. Acest indice median exprimă pentru zona R a profilului de sol umiditatea medie a perioadei optime a sezonului de creștere (de exemplu lunile mai, iunie și prima jumătate a lunii iulie).*

*Indicele mediu al sezonului de creștere (Imv) exprimă pentru zona R a profilului de sol media indicilor lunari pe tot parcursul acestui sezon.*

*Indicii de relație. Pentru o diferențiere mai expresivă a regimului de umiditate a solului, s-au dovedit utili următorii indici de relație: IVf — indicele de variație sezonieră = IPIIes: Ip/IL > ^rp și ^7 indici medii ai distribuției umidității în profilul solului: Irp = Ip/I^ și Ires = I„II'S,*

*1*

**umiditatea anumitor soluri din KPRumaine**

Tabelul 1 prezintă, pentru câteva tipuri principale de sol din România, indicii medii de umiditate activă și indicii de relație necesari pentru caracterizarea regimului de umiditate, precum și principalele profile de umiditate corespunzătoare momentelor caracteristice ale regimului climatic și regimului de umiditate al solului respectiv.

Indicii medii de umiditate activă și indicii de relație menționați mai sus, calculați pentru o perioadă de 5-10 ani consecutivi, reprezintă un material important pentru clasificarea regimurilor de umiditate (clase, tipuri, subtipuri și soiuri) după criterii cantitative, indicatori în scopuri ecologice, agronomice și silviculturale. Un astfel de material ne-a permis să elaborăm într-o primă aproximare clasificarea regimurilor de umiditate a solului din România (Chiriță, Butucelea, Măianu, Moțoc, 1964).

BIBLIOGRAFIE

Chiriță, C., 1961, Contribuții la sistematica regimurilor de apă din solurile RPR, St. cerc biol.

Seria Biologie vegetală (Acad. RPR).

— 1962, Indicii de umiditate ai solului, St. cercet. biol., Seria Biologie vegetală»

XIV, 3.

Chiriță, C., Butucelea, S., Mianu, Al.» Moțoc, Eugenia, 1964, Clasificarea regimurilor de umiditate a solului în scopuri ecologice, în Știința solului, București.

Hagan, RM, Vadia, Y., 1960, Analiza relațiilor apă-sol-plantă, Lucrările celui de-al 7-lea Congres Internațional de Știința Solului, Madison-Wisconsin, SUA

Marshall, TJ, 1959, Relațiile dintre apă și sol, Comunicare tehnică nr. 50, Biroul Commonwealth-ului pentru Soluri, Harpenden.

Mitchourine, VN, 1959, Voda v potchive.V Osnovy agrofizica, Pod. Consiliul de redacție IF, GIF ML, Moscova.

Richards LA, 1960, Progrese în fizica solului, Tranzacțiile celui de-al 7-lea Congres Internațional de Știința Solului, Madison-Wisconsin SUA, Vol. I.

Richards, LA, Wadleigh, CH, 1952, Apa din sol și creșterea plantelor - Condiții fizice ale solului • și creșterea plantelor, New York, Academie Press Inc.

Rode, AA, 1956, Diversele tipuri de regim hidrologic al solurilor, al 6-lea Congres Internațional de Știința Pedologiei, Rapoarte, Paris.

— 1960, Metody izulcheniia vodnogo rejima potchiv, Izd. AN SSSR, Moscova.

Vysotzki, GN, 1934, O gloubokopotchivennom (polnopotchivennom) potchivovedenii, Potchivovedenie, 6.

REZUMAT

Valorile de sucțiune în profilul solului pe tot parcursul sezonului de creștere sunt considerate cea mai adecvată expresie a regimului de umiditate a solului în scopuri ecologice. Din cauza dificultăților în determinarea acestor valori, rata de saturație a solului cu apă accesibilă, un indice al umidității active ale cărui valori caracterizează anumite intervale ale intervalului de sucțiune, poate fi utilizată ca expresie a umidității.

Sunt prezentate aceste intervale și valorile limită corespunzătoare ale indicilor de umiditate activă.

Pentru caracterizarea și clasificarea regimurilor de umiditate a solului se utilizează indici medii sezonieri determinați pentru zona radiculară a profilului de sol, indici de relație care exprimă caracterul variației sezoniere și distribuția medie de primăvară și vară a umidității în profilul de sol și substratul litologic, precum și „profiluri de umiditate" stabilite pentru momente caracteristice ale sezonului de creștere.

... REZUMAT, ...

Valorile de sucțiune în profilele de sol în timpul sezonului de vegetație sunt considerate cea mai adecvată expresie a regimului de umiditate a solului în scopuri ecologice. Datorită dificultăților de a determina aceste valori, se poate utiliza ca expresie a umidității solului gradul de saturație a solului cu apă disponibilă, un indice de umiditate activă, ale cărui valori caracterizează anumite părți ale intervalului de sucțiune. Sunt prezentate aceste intervale și valorile limită corespunzătoare indicilor de umiditate activă. ... • . ■ .. ■

Pentru clasificarea regimurilor de umiditate ale solurilor, se utilizează indici medii sezonieri, determinați pentru zona radiculară a profilului de sol, indici relaționali care exprimă caracterul variației sezoniere și repartizarea medie a umidității de primăvară și

vară în profilul de sol și substratul litologic, precum și „profiluri de umiditate" stabilite pentru momentele caracteristice ale sezonului de vegetație.

REZUMAT

Valorile conținutului de umiditate a solului în profilul de sol pe parcursul sezonului de creștere sunt considerate cea mai potrivită expresie a regimului de umiditate al solului în scopuri ecologice. Datorită dificultății de a determina aceste valori, saturația solului în apă absorbabilă poate fi utilizată ca expresie a conținutului de umiditate. Acesta este un indice al conținutului de umiditate activă ale cărui valori caracterizează anumite intervale ale scalei conținutului de umiditate a solului.

Sunt prezentate aceste intervale și valorile limită corespunzătoare ale indicilor de umiditate.

Pentru caracterizarea și clasificarea regimului de umiditate al solurilor se utilizează indici medii sezonieri determinați pentru zona radiculară a profilului de sol, apoi indici de calcul care exprimă natura variațiilor sezoniere și distribuția medie a umidității în profilul de sol și în subsolul litologic, precum și „profiluri de umiditate" stabilite pentru perioadele caracteristice ale sezonului de creștere.

DISCUŢIE

AA RODE (URSS). Dr. Chiriță a prezentat o schemă foarte interesantă și fructuoasă privind tipurile de umezire și regimurile hidrice ale solurilor. Trebuie apreciat faptul că această schemă include problema disponibilității apei, concepția orizonturilor hidrologice ale solului și concepția profilului hidrologic al solului. Aș dori să știu în funcție de ce date se disting aceste orizonturi - față de datele actuale sau față de cele medii anuale?

CD CHIRIȚĂ. În concordanță cu date curente.

AA RODE (URSS). Aceasta înseamnă că orizonturile hidrologice din soluri își pot schimba poziția în profil.

CD CHIRIȚĂ. Il en est ainsi.

R. CĂDERE (Republica Populară Română): Comunicarea domnului Chiriță capătă o valoare deosebită deoarece, prin prezentarea datelor pentru o perioadă de 15 zile, permite înregistrarea sistematică a prezenței celor două categorii de ape subterane:

— pânzele subterane sezoniere, atât de comune în multe zone de câmpie și joase inundabile ale Republicii Populare Române;

— pânze freatice permanente.

NV ORLOVSKI

Imensul teritoriu siberian vestic și central, care se întinde de la Munții Ural până la râul Lena, este extrem de diferit de zonele analoage ale câmpiei rusești, datorită condițiilor sale bioclimatice și pedologice. Pe măsură ce înaintăm spre est, în zonele de silvostepă, suma temperaturilor din sezonul cald scade de la 2.600 la 1.500°C; perioada de vegetație scade de la 190 la 140 de zile; perioada fără îngheț se reduce de la 155 la 25 de zile; iernile sunt mai reci și cu zăpezi mai puțin abundente; precipitațiile totale anuale scad, iar climatul continental caracteristic devine mai pregnant. Aceleași diferențe, chiar mai pronunțate, se manifestă și în zona de stepă.

Este firesc ca astfel de diferențe să influențeze în primul rând solurile, care, deși poartă aproape aceleași denumiri în întreaga zonă respectivă, totuși se deosebesc de zonele europene analoge prin unele particularități genetice și unele trăsături caracteristice privind agricultura și silvicultura. Toate acestea aduc o schimbare atât în sistemele de gestionare, cât și în metodele de recuperare a solului și utilizarea îngrășămintelor.

Prezentul raport își propune să stabilească particularitățile regimului hidric și salin din solurile saline hidromorfe și semi-hidromorfe din Siberia de Vest și Mijlocie, în comparație cu solurile europene analoage din URSS.

Cercetările asupra acestei probleme au fost efectuate până în prezent sub îndrumarea autorului, la stația experimentală de recuperare Ubinskoe, situată în Baraba Centrală (provincia Siberia de Vest), pe sistemul de irigații din bazinul râului Aley, lângă orașul Rubtzovsk din regiunea Altay (provincia Prealtaysky) și în stepa Shira din regiunea Krasnoyarsk (provincia Minusinsk).

În ceea ce privește condițiile din Baraba Centrală, cu relieful ușor ondulat specific acesteia, a fost stabilită schema pânzei freatice în profil: creastă — zonă de mlaștină cu franjuri — mlaștină, așa cum se arată în figura 1.

Primăvara, apele care se dezgheață ale depresiunilor solotice, acoperite de crânguri de mesteceni unde solul aproape că nu este înghețat iarna sub stratul gros de

stratul de zăpadă alimentează intens apele subterane. Cu toate acestea, volumul lor se scurge pe suprafața cernoziomurilor înghețate, de la creastă până la mlaștină, unde se

infiltrează încet prin solul dezghețat, rar, în apele subterane separate de cele dezghețate printr-un strat gros de turbă, înghețată și impermeabilă.

Vegetația, care se dezvoltă rapid [primăvara peste creastă, folosește exhaustiv „bolta” de apă dulce a pânzei freatice; vara, vegetația de pajiște din zona mlaștinoasă coboară nivelul pânzei freatice, numit în mod convențional „depresiune”. Aceasta este umplută lent de apele din pânza freatică, care curg în jos atât din creastă, cât și din mlaștină. Datorită evaporării la fața locului, apele stagnante se concentrează și sunt cauza procesului de salinizare în zona mlaștinoasă. În anii secetoși și numai toamna, iarba de mlaștină, care se dezvoltă mai târziu, epuizează partea de vară a „depresiunei”, iar curba nivelului pânzei freatice intră în perioada minimă de iarnă, în funcție de relief. Când drenajul este realizat necorespunzător, „lentila” de ape proaspete de dezgheț, care se adună în fiecare an în straturi în mlaștină, poate fi eliminată rapid, eliberând astfel pătrunderea apelor sărate din zona mlaștinoasă.

Adâncimea și viteza de înghețare a solului depind de grosimea stratului de zăpadă, umiditatea solului în toamnă și nivelul apelor subterane (tabelul 1). Solul de tip cernoziom de luncă de peste creastă îngheață până la o adâncime de aproximativ 150 cm; adâncimea stratului înghețat scade pe panta crestei, în timp ce în mlaștină, turba îngheață doar până la o adâncime de 50-60 cm. Solurile încep să înghețe la sfârșitul lunii octombrie - începutul lunii noiembrie, iar dezghețul începe în aprilie. Procesul de dezghețare se termină în iunie, iar în mlaștină chiar și în iulie. În condiții de drenaj, turba înghețată până la o adâncime de 100 cm nu are suficient timp să se dezghețe complet în perioada de vegetație. Dezghețul are loc doar în jos, deoarece în condițiile unei temperaturi medii anuale a aerului de aproximativ 0°C, resursele termice ale solului...

sub stratul înghețat nu sunt suficiente pentru a exercita o influență sensibilă asupra suprafeței inferioare a stratului înghețat.

Înghețarea solului este însoțită de o creștere a umidității stratului înghețat, care are loc brusc, la limita frontului înghețat care avansează, din cauza absorbției unei anumite cantități de apă din stratul înghețat inferior (tabelul 2). Dacă nivelul apei subterane este ridicat și stratul înghețat este

*Tabelul 2*

**Fluctuațiile umidității solului în iernile 1945-1949, conform lui Sokolovskaya**

În zona franjei capilare, această absorbție este compensată rapid datorită aportului capilar, în timp ce apele subterane sunt consumate în tranzit pentru procesul de înghețare a apei din sol, fapt care explică parțial minimul iernii al pânzei freatice colțare din mlaștină (deoarece iarna nu există o utilizare exhaustivă de către vegetație și nu există evaporare).

Cu cât aportul capilar este mai intens, care crește pe măsură ce nivelul pânzei freatice colțare se dezvoltă în jos pe panta crestei, cu atât volumul de apă înghețată din solul înghețat este mai mare.

Intensitatea aportului capilar în luturile grele de pe creste scade atunci când nivelul pânzei freatice a profilului atinge o adâncime de 100-125 cm și devine nesemnificativă când nivelul atinge o adâncime de 175-180 cm. Cea mai mare aport capilar atinge doar 70 cm în mlaștină, în turbă. În astfel de condiții, conform observațiilor lui Byshov, aproximativ 1 mm de apă se acumulează la 1 cm de turbă înghețată. Astfel, cantitatea de apă acumulată iarna de solurile din zona mlaștinoasă și din mlaștină, în condițiile din Baraba Centrală, a fost de 40-105 mm, ceea ce, comparativ cu precipitațiile anuale de aproximativ 300 mm, demonstrează rolul important al aportului de apă iarna în echilibrul hidric al solului. Însă mecanismul de înghețare a apei în sine nu a fost elucidat, deși au fost efectuate diverse teste experimentale în acest domeniu.

Pe lângă apa lichidă, solul înghețat acumulează și săruri. Amploarea și forma acestei acumulări, precum și migrarea ulterioară a sării în cadrul procesului de dezghețare a solului, au fost investigate de Golyakov pe solurile saline și pe turbăriile de mlaștină de la stația experimentală Ubinskoe (fig. 2).

Determinările simultane ale umidității solului au arătat că în iarna anilor 1948-1949 s-au acumulat 88-134 mm de apă prin solul înghețat. În același timp, și cantitatea de sare a crescut: în punctul 7, unde procesul de îngheț progresa lent la o adâncime de doar 30 cm, în timpul iernii s-a acumulat o cantitate de săruri de 2,12 ori mai mare, acest proces având loc în stratul inferior; în punctul 6, unde solul a fost înghețat la o adâncime de 55 cm, acumularea a fost de 1,25 ori, producându-se în zona superioară, în timp ce în punctul 52, unde înghețul a atins adâncimea de 60 cm, acumularea produsă tot în zona superioară a fost de 1,15 ori.

Din figură rezultă că locul principal în procesul de acumulare a sării îl dețin sulfații de calciu și magneziu, și într-o măsură mai mică de sulfații de sodiu, urmați de clorurile de sodiu, magneziu și calciu. Există rareori cazuri în care bicarbonați sunt prezenți în acest proces. Astfel, o diferențiere importantă a sărurilor se produce prin îngheț. Cauzele acesteia sunt extrem de complexe și până în prezent nu s-au făcut constatări precise. Se poate observa că scăderea solubilității carbonaților și sulfaților de sodiu la temperaturi scăzute nu este singurul factor al acestei diferențieri. •

Migrarea sării după acumularea de iarnă și în timpul dezghețului solului și vara prezintă un mare interes (vezi data de 14 iulie). La această dată, la punctul 7, după o dezghețare rapidă, solul s-a slăbit considerabil; la punctul 6, era sfârșitul procesului de dezgheț, iar la punctul 52, existau

încă înghețând la adâncimea de 70—80 cm. Observațiile efectuate au arătat că la începutul primăverii, când începe procesul de dezgheț al solului, se observă peste tot o desalinizare evidentă a solului. Totuși, această desalinizare este foarte puțin legată de spălarea solului de către apele de dezgheț, care nu au putut percola prin solul înghețat; ea se explică în special printr-un proces de termodifuzie care are loc ca urmare a unui gradient de temperatură ridicat de până la 20°C în stratul superior (arabil) de turbă și de 0°C în solul înghețat. Apele de percolare, care apar în procesul de dezgheț al solului deasupra stratului înghețat, împreună cu sărurile derivate din acumularea de iarnă și dizolvate în acestea, se deplasează în jos. Cu cât procesul de dezgheț al solului este mai lung, cu atât desalinizarea este mai intensă.

Desalinizarea solului se produce în special din cauza sărurilor acumulate iarna în cantități foarte mari, și anume, în primul rând, se evacuează sulfații de magneziu, calciu și sodiu, urmată de o scădere semnificativă a conținutului de cloruri și, simultan, de o creștere a conținutului de bicarbonat. Acest ultim fenomen trebuie pus în legătură cu o intensificare a activității bacteriilor reducătoare de sulfat în solul dezghețat, activitate descoperită de cercetările noastre anterioare.

Pe măsură ce straturile superioare ale solului se încălzesc, evaporarea se intensifică, atingând și chiar depășind în zilele însorite: 5 mm/24 h. Drept urmare, are loc procesul invers, de atragere a apei capilare și a sărurilor la suprafața de evaporare. Cu cât solul se dezgheață mai repede la o adâncime mare (punctul 7), cu atât mai intens se manifestă acest proces în mai-iunie, cu o secetă caracteristică acestor luni. Cu cât solul îngheață mai adânc, cu atât se dezgheață mai lent (punctul 6 și în special punctul 52) și mai pregnant se manifestă influența moderatoare a înghețului.

Procesele studiate determină particularitățile măsurilor de drenaj. În drenajele cu ţigle și mol, vaporii de apă se condensau în timpul înghețului, formând brumă albă, care primăvara se transforma în dopuri de gheață, umplând drenajele cu o masă compactă. Dacă primăvara există un strat de sol înghețat impermeabil, acțiunea de drenaj a canalelor deschise este redusă la minimum. În acest caz, densitatea rețelei de drenaj este determinată de necesitatea deversării apelor de suprafață, astfel încât lucrările pe teren să înceapă la timp. Levigarea solurilor sărate se poate realiza doar vara, după o anumită dezghețare a solului, fapt care necesită înființarea unor bazine de rezervă cu apă, iar acest lucru nu se poate realiza întotdeauna în practică. Drenajul și recuperarea mlaștinilor din regiunea Baraba, care au dus la o scădere a umidității solului și la o reducere a grosimii stratului de zăpadă,

sunt însoțite de o creștere succesivă a adâncimii de îngheț a solului și a perioadei de îngheț. Ca o consecință directă, s-a observat că, după drenaj, mlaștina îngheța la o adâncime de 90-100 cm (în loc de 40-60 cm), fiind adesea înghețată pe parcursul verii. În acest caz, zăpada trebuie reținută mai mult timp. Astfel, întregul sistem de drenaj capătă o caracteristică particulară, diferită de sistemul elaborat de practica tradițională în regiunile mai calde, cum ar fi Bielorusia și Ucraina.

*Sistemul de irigații din bazinul Aley se află în apropierea orașului Rubtzovsk, pe terasele Ilnd și Illrd ale râului Aley. Cernoziomurile sudice lutoase cu pete de sol alcalin (soloneț) din depresiuni au ca subiacente*



paturi de la o adâncime de 3—5 ma, aluviuni nisipoase și pietrișoase. Deși există un drenaj natural, totuși, din cauza irigațiilor exagerate și a scurgerilor din canale, terenurile gazonice suferă o formare secundară de mlaștină și salinizare. Diferențele dintre clima silvostepei Baraba și stepa din bazinul râului Aley sunt subliniate de următoarele: o temperatură medie anuală a aerului uscat de 4-2°C; suma temperaturilor pe parcursul lunilor mai-septembrie a fost de 2.223°C și 2.475°C; precipitațiile în aceleași luni au fost de 365 și 331 mm; coeficientul hidrotermic a fost de 1,13 și 0,82; numărul de zile într-un an, cu umiditate relativă a aerului sub 30—45%, a fost de 10 și, respectiv, 91. În astfel de condiții, cu un climat continental stresat și un strat de zăpadă care poate fi ușor îndepărtat de vânt, solul uscat îngheață până la o adâncime de 2 m, dezghețându-se destul de repede (începutul-mijlocul lunii mai).

Conform unor observații, aproximativ 50 mm de apă îngheață iarna. Dezghețul destul de rapid al solului primăvara nu contribuie într-o mare măsură la desalinizarea straturilor superioare de sol dezghețate. În schimb, creșterea rapidă a temperaturii și a evaporării la suprafața solului în luna mai au dus la creșterea sărurilor acumulate iarna în stratul arabil, care în timpul semănatului este adesea acoperit de eflorescență de sare. În același timp, se formează o crustă groasă, iar plantulele devin rare; acest fapt influențează negativ în special sfecla de zahăr, care în faza incipientă de creștere are o toleranță redusă la sare. Pentru a obține culturi bune de sfeclă de zahăr, cu un conținut ridicat de zahăr, sunt necesare 2-3 irigații (500-600 m3). Prin ploile obișnuite de la sfârșitul lunii iulie până în toamnă, se poate realiza o anumită desalinizare a solului la o adâncime de 1 m. Acumularea de săruri în timpul iernii deschide un nou ciclu anual.

Cităm aici rezultatele lui Strugaleva privind regimul salin în stratul aproape gros al unui cernoziom sudic lut-aglomerat ușor salinizat (fig. 3). S-a afirmat că sub influența irigațiilor și a ploilor torențiale, cea mai mare mobilitate de migrație a fost manifestată de cloruri, urmate imediat de sulfați de sodiu; conținutul de bicarbonat de sodiu și magneziu a fluctuat ușor, crescând într-o anumită măsură, concomitent cu scăderea concentrației generale de sare. O altă observație a fost că, spre toamnă, compușii gipsului cresc și exercită o influență pozitivă controlând fenomenele de alcalinitate.

Experimente și observații au fost efectuate în 1961 de către Oreshkina asupra regimului apă-sare al unui sol nisipos-lutos deflat, asemănător cernoziomului, în valea Liusului, la staționarul Chakasia al Institutului Silvic și de Lemn din cadrul Siberiei Academiei Sovietice de Ştiinţe. S-a format o prismă izolată, cu o adâncime de 150 cm, având o suprafață a secțiunii transversale de 140 x 140 cm și saturată cu 0,1 n CaCl2. Partea sa superioară era protejată împotriva ploilor și evaporării. Apele subterane se aflau la o adâncime foarte mare, neavând nicio influență asupra aprovizionării cu prisme (tabelul 3).

Acest monolit acoperit a primit în total, pe timpul iernii, 47,2 mm de apă; 5,7 mm din această cantitate au fost contribuiți de apa capilară în suspensie marcată cu clor și deplasată spre stratul înghețat; restul de 41,5 mm fiind formați din vapori, care, prin condensare, au diluat considerabil concentrația de cloruri din stratul superior până la o adâncime de 0,50 m.

Fig. 3. Regimul salin al unui cernoziom sudic secundar salinizat la sistemul de irigații Aley (după Strugaleva).

*Tabelul 3*

**Fluctuațiile rezervelor de umiditate (mm) și cloruri (g) în monolitul acoperit, conform NS Oreshkina**



Acest proces de transport al vaporilor de apă către stratul înghețat a avut loc intens, în special în perioada ianuarie-februarie-martie, când procesul de deplasare a apei capilare în suspensie către următorul strat de 1/2 m adâncime se încheiase deja de la sfârșitul lunii decembrie.

Astfel, în solurile texturate ușor umede, cu porozitate ridicată și capacitate de câmp scăzută, când apele subterane sunt la o adâncime mare, vaporii de apă

Fig. 4. Cicluri anuale ale regimurilor saline: 7 — tip fără îngheț; 2 — tip cu îngheț prelungit; 3 — intermediar de la 1 la 2.

Procesul de deplasare este suficient de activ, depășind într-o măsură considerabilă procesul de îngheț al apei peliculare capilare, atât de caracteristic solurilor argilo-lutoase și argiloase din regiunea Baraba.

În solurile nisipo-luto-desalinizate de pajiște, când pânza freatică este înaltă (aproximativ 230 cm) și franja capilară este groasă (fiind egală cu 170 cm), în condiții similare cu cele din stepa Shyra, s-a observat o creștere a rezervei de apă din sol, până la o înălțime de 170-210 mm într-un strat de doi metri iarna, fiind însoțită de o creștere a rezervelor de sare de la 3,1-3,6 la 42 kg/m2 (în special sulfat de sodiu) într-un strat gros de 1 m. În luna mai, aceste săruri formau rapid efluescență la suprafața solului, exercitând o influență negativă asupra vegetației, situație similară cu cea din stepa bazinului Aley.

În concluzie, a fost sugerată următoarea schemă a tipurilor de regim salin ale solurilor hidromorfe și semi-hidromorfe din Siberia de Vest și Mijlocie (fig.4).

Schema include trei tipuri de regim salin al solului. Primul tip (curba I), cu cea mai mare salinizare vara și cea mai mică iarna, a fost studiat temeinic de-a lungul secolelor de practici de irigații în Asia Centrală, sudul Ucrainei și alte regiuni sovietice, unde

LIT

Fenomenul de îngheț fie lipsește, fie este redus. Existența unui singur vârf pe curbă este determinată de întreaga rată de variabilitate sezonieră a factorilor meteorologici, hidrologici și de altă natură.

Al doilea tip (curba II), cu o salinizare ridicată atât iarna, cât și vara, și desalinizare primăvara și toamna, poate fi găsit în Siberia și probabil în toate regiunile cu o perioadă prelungită de îngheț. Particularitățile sale au fost analizate, luând ca exemplu regiunea Baraba.

Al treilea tip (curba III) reprezintă o trecere de la secolul I la secolul al II-lea. A fost studiat în condițiile sistemului de irigații din bazinul râului Aley și stepa Shyra din regiunea Chakasia, unde formarea acestui tip se datorează înghețului solului la o adâncime mare și unei veri foarte scurte, dar fierbinți. O influență deosebit de negativă asupra plantelor tinere o are aici creșterea sărurilor în luna mai.

Este destul de evident — și acest lucru a fost subliniat mai sus — că diversele acțiuni de recuperare și gestionare își formează variantele cultivate (de cultură) ale regimului apei și solului sărat, variante care nu sunt analizate în schema de mai sus, dar care reprezintă, în scopul avut în vedere, o sarcină importantă pentru prezenta lucrare de cercetare și pentru experimentul practic. ^§^

REFERINȚE

Goliakov, N.M., 1953, Solevoi rezhitn bolotnych pochv Tzentralnoi Barabi v sviazi s ikh melioraiziei, Kand. dissertatziya, Omsk.

Kovda, VA, 1946, Proiskhozhdenie i rechim zasolennykh pochv, voi. I, publicat în URSS.

Orlovski, N.V., 1955, Cercetări privind genealogia, regimul solului și ameliorarea solurilor solonetzice și a altor soluri sărate din regiunea Barabinsk, Trudy Pochv. In-ta im V.V. Dokuchaeva, vol. 47.

Orlovski, NV, Fesko, KI, Goppe, GS, Strugaleva, EV, 1957, Zasolenie pochivna Alliskoi orositelnoi sistetne, mery predotvrashcheniia, borba s nim, Trudy Tomsk. In-ta, t. 140.

Rode, A. A., 1956, Apa din sol și tipurile sale, Pedologie, nr. 4.

Sokolovskaia, N., A., 1955, Caracteristici ale stabilității apă-aer a solurilor de turbă din bazinele joase ale regiunii Barabinsk, disertație Cand., Institutul de Cercetare V. V. Dokuchaev.

Serebrianskaya, PI, 1954, Rezultatele înghețului și dezghețului sezonier al solurilor din Tzenlralnoi Baraby, v. sb. Cercetări asupra zonelor joase, partea a II-a, vol. 42.

Verner, A. R., Orlovski, N. V., 1948, Despre rolul globulelor roșii sulfonate în regimul salin al solurilor din Baraby, Soil Science, nr. 9.

# * # 1959, Geocritologie. Bazele geocritologiei (merzlotovedeniia), Izd. UN SSSR.

* • * 1962, Pochvenno-geographicheskoe raionirovanie SSSR, Izd. UN SSSR.

REZUMAT

Prin studii staționare efectuate pe solurile hidromorfe din Siberia s-a constatat o creștere considerabilă a cantităților de apă capilară și sare solubilă în apă în timpul iernii, cauzată de înghețul profund și prelungit. Spre deosebire de solurile din zonele mai calde ale URSS, unde are loc o scădere intensivă a salinității solului în timpul iernii, în solurile din Siberia de Vest și Mijlocie se observă o creștere a salinității în timpul sezonului de iarnă, cu o reîmprospătare ulterioară a stratului superior cu apă în timpul sezonului de primăvară și cu un al doilea vârf de salinizare în timpul verii. Al treilea tip de salinizare regimică, care este cel tranzitoriu, este tipic pentru solurile cu îngheț profund, dar cu dezgheț relativ rapid primăvara.

RELUA

Investigațiile staționare au arătat o creștere considerabilă a apei capilare și a sărurilor solubile în apă în timpul iernii, cauzată de înghețul profund și prelungit, în solurile hidromorfe din Siberia. Spre deosebire de solurile din unele regiuni mai temperate ale URSS, unde scăderea intensivă a salinității în timpul iernii continuă, în solurile din Siberia de Vest și Centrală se observă că creșterea salinității în timpul sezonului de iarnă este urmată de desalinizarea stratului superior în timpul sezonului de primăvară, cu un al doilea vârf de salinizare în timpul verii. Al treilea tip de regim de salinizare, care este tranzitoriu, este tipic pentru solurile cu îngheț profund și dezgheț relativ rapid în primăvară.

FINANȚARE

Studiile de teren efectuate asupra solurilor hidromorfe din Siberia au demonstrat o creștere semnificativă a apei capilare și a sărurilor solubile în apă în timpul iernii, cauzată de înghețul profund și prelungit. Spre deosebire de solurile situate în regiunile temperate ale URSS, unde scăderea bruscă a salinității solului continuă pe tot parcursul iernii, solurile din Siberia de Vest și Centrală prezintă o creștere a salinității în timpul iernii, urmată de o îndulcire a apei de suprafață primăvara și un al doilea vârf de salinizare vara. Al treilea tip de regim de salinizare, care reprezintă un tip tranzițional, este caracteristic solurilor cu îngheț profund, dar dezgheț relativ timpuriu primăvara.

**eu**

Variația marcată a structurii geologice, a reliefului și a condițiilor climatice caracteristice peisajului austriac are ca rezultat soluri cu regimuri hidrice foarte diferite, care apar într-o zonă mică. Având în vedere importanța economică mare a apei din sol, am început recent un studiu comparativ al regimurilor hidrice ale mai multor soluri austriece. Dl. Nestroy (1961), Bronner (1963), Müller (1964) și Ghobadian (1964) au participat la studiile anterioare.

Accentul principal a fost pus pe studierea bilanțului hidric al solurilor loessice. Acest lucru a fost determinat, pe de o parte, de aspectul economic al solului, conform căruia solurile loessice sunt răspândite în Austria și se numără printre cele mai fertile din țară, și, pe de altă parte, de faptul că mișcarea apei în loess este foarte lentă și, prin urmare, relativ ușor de urmărit. Ulterior, în studii au fost incluse și soluri foarte coezive, precum și soluri relativ ușoare și chiar saline. În timpul sezonului de creștere, în perioadele cu vreme bună, se produce o scădere semnificativă a conținutului de apă pe toate solurile din Austria care nu sunt influențate de apele subterane.

În părțile vestice mai umede ale poalpilor nordici, cu precipitații anuale de 750–900 mm, pierderile de vară în solurile brune și parabrune din loess sunt de obicei compensate integral de precipitațiile de toamnă. Acest lucru nu este de obicei cazul în partea de est a Austriei Inferioare, cu 550–650 mm de precipitații și o perioadă pronunțată de secetă estivală. Cernoziomurile din această regiune ating adesea saturația cu apă la capacitatea de câmp abia în timpul iernii și, de obicei, încep să se usuce din nou la scurt timp după topirea zăpezii.

Următoarele valori determinate de Bronner (1963) pentru un sol parabrun din zona Linz oferă informații despre capacitatea totală utilizabilă de stocare a apei pluviale a solurilor loessice austriece:

Conținutul de apă din stratul de sol înrădăcinat (0—100 cm) exprimat în mm de precipitații

la 0,3 atmosfere tensiunea de aspirație 345,1 mm la 15 atmosfere tensiunea de aspirație 172,9 mm.

**CD**
**C**
**c**

în

I. 12 . . • '

Diferența dintre cele două valori este de 172,2 mm, ceea ce corespunde aproximativ stocării utilizabile a apei de ploaie, așa cum este definită de Sekera, sau capacității utilizabile, așa cum este definită de Baumann. Prin stabilirea acestei valori egale cu 100%, conținutul actual de apă la diferite date din 1960 și 1961, la trei culturi diferite, rezultă conținuturile de apă utilizabile de către plante, enumerate în Tabelul 1, ca procent din capacitatea utilizabilă:

*Tabelul 1*

**Conținutul de apă utilizabilă de plante în % din capacitatea utilizabilă la diferite culturi**

Dacă se presupune, împreună cu Ceratzki și Korte (1961), că 30 până la 50% din capacitatea utilizabilă a apei disponibile plantelor trebuie să fie prezentă în sol pentru a permite recolte optime, se poate observa că această rezervă de apă scade temporar sub optim chiar și în condiții favorabile precum cele întâlnite pe solurile loessoase adânci de lângă Linz (cu o temperatură medie anuală de 9,1°C și 844 de precipitații anuale în media pe 50 de ani și precipitații maxime vara).

În partea estică mai aridă a Austriei, alimentarea cu apă a culturilor este mult mai slabă chiar și pe solurile loessice. Pe substraturi mai puțin favorabile, se produc adesea lipsuri extreme de apă fără irigații artificiale.

Conform lui Bronner (1963), chiar și solurile parabrune din regiunea Linz, dacă nu sunt irigate artificial, prezintă o scădere a conținutului de apă până la o adâncime de 100 cm

vara. Nestroy (1961) a reușit să demonstreze fluctuații anuale ale conținutului de apă până la o adâncime de 180 cm în cernoziomuri din loess în nord-estul Austriei Inferioare. Acest lucru dovedește că plantele de aici extrag apa din sol la adâncimi atât de semnificative.

**kU**

Stocarea totală de apă utilizabilă variază foarte mult în funcție de structura profilului, structura și textura solului, așa cum se arată în Tabelul 2.

*Tabelul 2*

*Tabelul 3*

**Conținutul de apă din sol într-o parcelă experimentală cultivată cu trifoi alexandrin**

Studiul realizat de Müller (1964) asupra unui pseudoglei de marnă fliș la periferia vestică a Vienei a relevat o capacitate totală de stocare a apei de 296 mm de precipitații la o adâncime de 0–80 cm, la capacitatea de câmp. Din această cantitate, 221,8 mm sunt atât de strâns legați încât nu pot fi absorbiți de plante, rezultând o capacitate de stocare a apei utilizabile redusă de 74,6 mm. Aceasta este consumată rapid de plante în perioadele secetoase, așa cum arată măsurătorile lui Müller (1964). Măsurătorile au fost efectuate pe o parcelă de testare care a rămas neutilizată în 1962. În 1963, pe 16 mai 1963 a fost semănat trifoi alexandrin cu o cantitate mică de iarbă. Trifoiul a răsărit pe 5 iunie, avea aproximativ 15 cm înălțime pe 16 iunie, iar prima tăiere a fost efectuată pe 9 iulie. Ultima cosire a avut loc pe 13 septembrie, iar arboretul a fost arat pe 24 noiembrie 1963. Tabelul 3 prezintă câteva rezultate caracteristice ale măsurătorilor conținutului actual de apă repetate la intervale scurte.

În ceea ce privește cifrele, trebuie menționat că în orizonturile superioare, atât în vara anului 1962, cât și în lunile de vară ale anului 1963, conținutul de apă a scăzut sub valorile corespunzătoare punctului de ofilire permanentă timp de câteva săptămâni, ceea ce se pare că a fost un rezultat al evaporării. Întrucât solul era simultan acoperit de un arboret de trifoi foarte rar, dar încă viu, învelișul vegetal trebuie să fi tras apă din substratul extrem de dens sub o adâncime de 80 cm în acest timp.

LITERATURĂ

Bronner, H., 1963, Observații privind fertilitatea solului la sfeclă de zahăr și alte culturi din lut loessic la arborele din Linz, Austria Superioară. Naturkundl. Jahrb. d. Stadt Linz, 41—118.

Czeratzki, W., Korte, W., 1961, Irigarea sfeclei de zahăr în funcție de umiditatea solului, Zocker, 14, 10, 244—249.

Ghobadian, A., 1964, Despre caracteristicile unor soluri din Seewinkel (Burgenland, cu o atenție specială acordată solurilor saline), Disertație nepublicată, Viena.

Müler, H., 1964, Bilanțul hidric al unui pseudoglei cu și fără irigare artificială, Disertație nepublicată, Viena.

Nestroy, O., 1961, Fluctuații ciclice anuale ale conținutului de apă în două soluri loessice din Austria Inferioară, Mitt. Östcrr. Bodenk. Ges., 5, 43-55.

REZUMAT .

Diversitatea condițiilor geologice, morfologice și climatice face ca în Austria să existe soluri cu capacități de stocare a apei foarte diferite. Într-un sol parabrun din zona Linz am Donau, capacitatea de stocare utilizabilă este de aproximativ 172,2 mm în profilul solului înrădăcinat (primii 100 cm ai solului), în timp ce într-un pseudo-dogley de rocă fliș din zona Vienei, în primii 80 cm, sub care urmează roca fără rădăcini, aceasta este de doar 74,6 mm. Conținutul actual de apă al solului fluctuează considerabil pe parcursul anului, în funcție de modelele meteorologice și de acoperirea vegetală. Chiar și în climatul moderat umed al orașului Linz, plantele se confruntă ocazional cu un deficit de apă pe cele mai bune soluri loessice. Într-un cernoziom din regiunea climatică panonică din estul Austriei Inferioare, s-au observat fluctuații ale conținutului de apă până la 180 cm adâncime. Rezerva de apă de acolo nu este adesea completată la capacitatea de câmp până la sfârșitul iernii.

REZUMAT

Datorită diferitelor condiții geologice, morfologice și climatice, teritoriul austriac prezintă soluri cu o mare diversitate a capacității de stocare a apei. Rezerva de apă disponibilă într-un sol parabrun din regiunea Linz se ridică la aproximativ 177,2 mm în zona radiculară a profilului (primii 100 cm de sol), în timp ce într-un pseudoglycy pe o marnă flișcă din regiunea Vienei, aceasta se ridică la doar 74,6 mm în primii 80 cm, sub aceasta rocile existente fiind lipsite de vegetație radiculară. Conținutul actual de apă al solurilor variază semnificativ în funcție de condițiile climatice și de acoperirea vegetală pe tot parcursul anului. Chiar și în climatul moderat umed al Linzului, deficiența temporară în alimentarea cu apă a plantelor apare pe cele mai bune soluri loessice. Pe un cernoțm din regiunea climatică pannonică din Austria de Est, s-au înregistrat variații ale conținutului de apă până la o adâncime de 180 cm. Rezerva de apă își atinge adesea capacitatea de câmp abia la sfârșitul iernii .

L12

REZUMAT

Diferitele condiții geologice, morfologice și climatice determină existența în Austria a unor soluri care variază foarte mult în ceea ce privește capacitatea lor de stocare a apei. Într-un

sol parabrun din vecinătatea orașului Linz, pe Dunăre, apa utilizabilă stocată în zona radiculară a profilului (primii 100 cm de sol) este de aproximativ 172,2 mm; într-un pseudogley dintr-o marnă fliș din regiunea Vienei, pe de altă parte, aceasta crește doar la 74,6 mm în primii 80 cm, sub care se află roca care nu mai are rădăcini. Umiditatea reală a solului variază foarte mult pe parcursul anului, în funcție de condițiile atmosferice ale stratului vegetal. Chiar și în climatul moderat umed al orașului Linz, o alimentare deficitară cu apă a plantelor are loc temporar pe cele mai bune soluri loessice. Într-un cernoziom din zona climatică panonică din estul Austriei Inferioare, s-au observat fluctuații de umiditate până la o adâncime de 180 cm. Rezerva de apă, până la capacitatea de câmp, este adesea atinsă abia la sfârșitul iernii.

## EFECTUL UMIDITĂȚII ASUPRA PROCESELOR DE ALUNECĂRI DE TEREN ÎN SOLUL BRUN PE MARNĂ ARGILĂ

H. RESULOVICI

Umiditatea solului, cantitatea acesteia, condițiile și natura percolării, este un factor foarte important al solului, care determină dezvoltarea și fertilitatea acestuia. În ciuda importanței sale, s-au efectuat puține studii asupra dinamicii apei și în special asupra efectului acesteia asupra infiltrației solului.

Studiile raportate aici au examinat distribuția și modificările conținutului de umiditate într-un sol brun și efectul apei asupra curgerii solului.

Soluri brune se găsesc în împrejurimile orașului Sarajevo. Într-o lucrare publicată anterior (Resulovich, 1957) am discutat câteva întrebări privind geneza solului pe acest material parental - argila marnoasă, care are unele caracteristici speciale. Dinamica recentă a solului, care caracterizează ultima fază a dezvoltării acestui sol după defrișări, arată că solul din această zonă a devenit instabil ca o consecință a unei gestionări greșite și că, pe suprafețe foarte mari, au început să se dezvolte procese care îl perturbă (figurile 1 și 2). Pe suprafețele acestei zone, unde este posibilă pedogeneza normală, adică unde procesele de alunecare de teren și eroziune nu au un efect major, solul brun prezintă următoarele caracteristici: adâncimea orizonturilor ri + (B) ajunge la 30-40 cm. Conținutul de humus al orizontului ri nu depășește 4,50%, iar cel al orizontului (B) este de 2,50%. În ambele orizonturi, efervescența la HCl nu este pozitivă; conținutul de CaCO3 al orizontului C este de până la 21%. Textura solului în cele două orizonturi superioare este argilo-lutos lut, iar în orizontul C este de până la 21%. Textura solului în cele două orizonturi superioare este argilo-lutos lut, iar în orizontul C este argiloasă (conținut de particule sub 0,002 mm - 54,27%). pH-ul în n KC1 în orizontul ri este 5,61, în orizontul fBJ 5,80 și în orizontul C 6,95. z

În unele locuri (pe pante) din această zonă procesele de infiltrare a solului sunt foarte intense, aducând terenul în astfel de condiții încât nu poate fi folosit în prezent în scopuri agricole. Cultivarea în astfel de locuri este posibilă doar pe suprafețe plane sau pe pante

ușoare. Zona cu pante abrupte este folosită astăzi doar ca pajiști (sau este ocupată de vechi livezi dezafectate).

**CD C c 03 CD tn z LU**

o

Fig. 1. Procesele de alunecare de teren cauzează o poziție anormală a pomilor fructiferi.

Fig. 2. Procese de alunecări de teren pe argilă marnoasă în împrejurimile orașului Sarajevo (Audica •Brdo-Slatina). ■ . .

*Tabelul I*

**Maiimam și valorile minime ale conținutului de umiditate, capacității de câmp și punctului de ofilire al solului brun**

Pe baza rezultatelor prezentei investigații privind dinamica umidității, am căutat să determinăm relația dintre umiditatea solului și alunecările de teren, precum și perioada anului în care procesul de alunecare de teren este cel mai intens.

În legătură cu natura curgerii solului, a fost necesară examinarea dinamicii umidității în profilul solului la diferite adâncimi, pentru a explica cauzele acestor procese.

Pentru a rezolva această problemă, am măsurat conținutul de umiditate în anii 1962 și 1963 (din aprilie 1962 până în aprilie 1963) în profilul de sol până la o adâncime de 70 cm. Probele de sol au fost prelevate de două ori pe lună (în fiecare 10 și 25 ale lunii). În orizonturile superioare probele au fost prelevate la intervale de adâncime mai mici, după cum urmează: 0-1, 2, 2-5, 5-11 și 11-20 cm; în orizonturile mai adânci intervalele de adâncime au fost mai mari: 10 cm. Din orizonturile de suprafață probele de sol au fost prelevate cu o lopată mică, iar din celelalte adâncimi cu un spiral Purckhauer. Au existat patru repetări pentru fiecare adâncime de prelevare, iar în analiză prezentăm valorile medii.

Pe lângă conținutul de umiditate, am determinat și coeficientul higroscopic al probelor. Pe probe separate am examinat capacitatea câmpului (prin metoda lui Vukcanovich (1956)) și procentul de ofilire (cu ploi) prin metoda descrisă de Rode (1960).

Datele privind dinamica umidității sunt reprezentate grafic sub formă de cronoizoplete (figura 3).

În figura 3 putem observa schimbări majore ale conținutului de umiditate pe parcursul anului la diferite adâncimi ale profilului de sol. Fluctuații de umiditate deosebit de mari au fost constatate în stratul de 0-2 cm. Aici, diferențele dintre valorile maxime și cele minime au fost de 37,5% și 36,8% (în funcție de greutate). Pentru celelalte adâncimi, schimbările din perioada de cercetare au fost mai mici, de exemplu, 14,6% pentru adâncimea de 60-70 cm (tabelul 1).

**8—Congruul solului — c. 3115**

Datele arată natura foarte dinamică a regimului de umiditate în orizonturile de suprafață, unde au loc cele mai mari pierderi de umiditate. Aceste diferențe pot fi observate în mod special în cazul clironoisoplotelor, cum ar fi densitatea lor.

*1962     1963*

*4-6 6-8 0-10 10-12 12-14 14-16 16-18 10-20 20-22 22-24 24-26 26-28 28-30 30-32 32-34 34'36 >36 7»*

Fig. 3. Bronoizocomplete ale conținutului de umiditate (pe bază de greutate/

Orizonturile de suprafață sunt expuse celor mai mari schimbări, în special în perioada aprilie-octombrie. Și alți cercetători au semnalat astfel de fluctuații mari de umiditate în orizonturile de suprafață (Hide, 1954; Parkhomenko, 1957; Rodionovski, 1959).

Datele analizelor arată, de asemenea, că cea mai intensă uscare a fost în straturile superficiale, unde conținutul de umiditate a fost de doar 3,6 și 3,7% (10 august). Aceste cifre se apropie de coeficientul higroscopic. În timpul unei astfel de uscări extreme, suprafața solului a fost acoperită cu miriște de grâu, astfel încât uscarea extremă a fost probabil rezultatul doar al evaporării. O astfel de desicare intensă a afectat doar stratul superficial până la 2 cm. Dar la adâncimi mai mari...

La adâncimi mai mari de 2 cm, conținutul de umiditate a fost de până la cinci ori mai mare (3,7% în comparație cu 12,5%). La adâncimi de 5-70 cm, conținutul de umiditate nu a fost în niciun caz sub punctul de ofilire. Pierderea de umiditate în orizonturile mai adânci trebuie atribuită în primul rând influenței drenajului lent și efectului transpirației înainte de sfârșitul lunii iulie, adică a recoltării și evaporării.

Această uscare a straturilor superioare până la 2 cm duce de fapt la o reducere considerabilă a evaporării. Penman (1963) a raportat că acest strat uscat într-un sol gol servește ca un fel de mulci (auto-mulcire). Russell (1952) afirmă că, după o uscare atât de puternică a stratului superior de 2 cm, procesul de evaporare scade la 1/10. Acest „strat static”, conform lui Hide (1954), devine principalul impediment pentru o mișcare ulterioară a umidității din straturile mai profunde, provocând astfel o reducere considerabilă a

pierderii acesteia. Acest proces de pierdere a umidității prin evaporare depinde atât de vreme, cât și de condițiile solului. Parkhomenko (1957) afirmă că cea mai mare evaporare din sol are loc atunci când umiditatea solului este aproape de capacitatea de câmp, dar nu o depășește.

Această uscare din timpul verii duce la formarea de fisuri care coboară de-a lungul profilului. Formarea acestor fisuri trebuie atribuită unei capacități mari de umflare și contracție a solului, ca urmare a conținutului său ridicat de argilă și, probabil, proprietăților specifice ale mineralelor sale argiloase. Cu toate acestea, este interesant de subliniat faptul că formarea unor astfel de fisuri în timpul sezonului uscat este, de asemenea, unul dintre motivele care provoacă o instabilitate crescândă a solului și a strecurării acestuia atunci când este saturat cu apă în sezonul umed.

Pe de altă parte, umidificarea profilului de sol este cea mai mare din a doua jumătate a lunii noiembrie până în martie, când conținutul de umiditate a fost mai mare decât capacitatea de câmp, indicând o saturație intensă în această perioadă. Conținutul maxim de umiditate a fost de 41,9% la adâncimea de 0-1 cm în noiembrie. În această perioadă, adică pe 10 noiembrie, stratele sub 40 cm erau considerabil mai uscate, cu un conținut de umiditate peste procentul de ofilire: 18,1-19,6%. La sfârșitul lunii octombrie, precipitațiile au crescut conținutul de umiditate în orizonturile superioare, în special la adâncimi de până la 20 cm.

Conținutul de umiditate din orizonturile mai adânci crește mai târziu, în decembrie, ca urmare a drenajului apei din orizonturile superioare. În perioada noiembrie-martie, precipitațiile mai mari și temperaturile mai scăzute au cauzat umezirea întregului profil. Această saturație ridicată a solului, în special în orizonturile superioare, arată că în acest interval se pot aștepta cele mai considerabile alunecări de teren. De fapt, după saturarea orizonturilor superioare și din cauza permeabilității slabe a substratului argilos, apare un plan de alunecare sub orizonturile superioare de sol îmbibate. Odată cu creșterea conținutului de apă, forța de coeziune scade, iar îmbibarea masei de sol poate fi considerată principala cauză a fluajului. Investigațiile noastre arată că aceste procese de alunecări de teren ar trebui să fie cele mai active în a doua jumătate a lunii noiembrie și din a doua jumătate a lunii februarie până la începutul lunii martie. În perioada decembrie-începutul lunii februarie, temperaturile scăzute și solul înghețat previn alunecările de teren.

MERGE

„• • • ” REFERINȚE

Hide, J.C., 1954, Observații asupra factorilor care influențează evaporarea umidității solului, Soil Sei. Soc. Amer. Proc., 18, 234.

Parkhomenko, ML, 1957, Efectul umidității de răcire asupra evaporării intensive a umidității din sol, Pochivovedcnie, 11.

Penman, H.L., 1963, Vegetație și hidrologie, Reading, Anglia.

Resuloviô, H., 1957, Neke caracteristicc genese tla na fakultetskom dobru „Slatina", Radovi Pol-jop. sumare. facultate, Saraievo, 8.

Rode, AA, I960, Metode de studiere a regimului hidric în repaus, Moscova.

Rodionovski, FK, 1959, Regimul hidric în repaus sub culturi vechi și rotația culturilor de câmp, Pochivovedcnie, 12.

Russell, EJ, 1952, Condițiile solului și creșterea plantelor, Londra.

VuKANOvié, S., 1956, Prilog terniin. poljskog kapacitela, Zemljistc i Bilijka, 1—3.

REZUMAT

Studiile privind dinamica apei într-un sol brun dezvoltat pe argilă marnoasă au arătat că cele mai intense fluctuații ale conținutului de umiditate au fost observate în stratul superficial subțire de 0-2 cm. În acest strat, procesele de deshidratare au redus conținutul de umiditate în luna august până la coeficientul higroscopic.

În timpul sezonului uscat s-au format crăpături adânci și largi care au contribuit în mare măsură la instabilitatea terenului și la mișcarea acestuia în sezonul ploios.

Conținutul maxim de sol a fost înregistrat în perioada noiembrie-februarie.

Investigațiile arată că în această zonă (pe pante) și în aceste condiții, procesele de alunecări de teren au fost deosebit de puternice în noiembrie, în a doua jumătate a lunii februarie și la începutul lunii martie. În această perioadă, întregul profil a fost saturat cu apă, solul a fost foarte instabil, iar curgerea masei de sol a atins maximul, provocând perturbări mari ale terenului.

REZUMAT

Cercetările privind dinamica apei în solul brun, dezvoltat pe argilă marnoasă, au arătat că cele mai intense fluctuații de umiditate au avut loc în stratul superficial de 0-2 cm. În acest strat, procesul de uscare a scăzut umiditatea în luna august, până la coeficientul higroscopic.

În timpul sezonului uscat, s-au format crăpături adânci și largi care au contribuit semnificativ la instabilitatea și deplasarea terenului în timpul sezonului ploios.

Solul a prezentat umiditate maximă în perioada noiembrie-februarie.

Cercetările arată că, în aceste condiții, procesele de alunecări de teren din această zonă (pe versanți) au fost deosebit de puternice în noiembrie, a doua jumătate a lunii februarie și începutul lunii martie. În această perioadă, întregul profil a fost saturat cu apă, solul a fost foarte instabil, iar scurgerea masei de sol umed a atins apogeul, ceea ce a provocat dislocații mari de teren.

FINANȚARE

Untersuchungen über die Wasserdynamik en der auf Mergclton entwickelten Braunerde zeigten, dass die intensivsten Schwankungen im Wassergehalt en der dünnen Oberflächenschicht von 0—2 cm waren. Austrocknungsprozess s-a scufundat în dieser Schicht, im Monat August, bis zur Hygroskopizitätszahl.

În timpul sezonului secetos, s-au format crăpături adânci și largi, care au contribuit considerabil la instabilitatea solului și la deplasarea acestuia în timpul sezonului ploios.

Cel mai mare conținut de apă în sol a fost găsit în perioada noiembrie-februarie.

Aceste investigații au arătat că procesele de alunecări de teren din aceste zone (pe pante) au fost deosebit de severe în aceste condiții în noiembrie, a doua jumătate a lunii februarie și începutul lunii martie. Întregul profil a fost saturat cu apă în această perioadă, solul a fost extrem de instabil, iar curgerea masei de sol îmbibat cu apă a atins cel mai înalt nivel, provocând rupturi semnificative ale terenului.

***AL AL DOILEA CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964***

regula 14

**SOLURILE DIN ZONA „HANSÄG” ȘI**
**PROPRIETĂȚILE LOR FIZICE**

V. VA FI, K. PIECES

!

Se știe de mult timp și este confirmat atât prin cercetare, cât și prin practică, că proprietățile fizice și de bilanț hidric ale solurilor joacă un rol crucial în drenaj și irigații. Aceste proprietăți sunt deosebit de importante pentru practicile culturale și agricole în zonele în care solurile s-au dezvoltat sub influența apelor de suprafață și subterane și sunt încă influențate de acestea și astăzi. O astfel de zonă din Ungaria este regiunea „Hansäg” din Câmpia Mică Maghiară. Aici, solurile s-au dezvoltat în condiții de supra-udare, iar solurile de turbă, solurile mlăștinoase, solurile de mlaștină-pajiște și solurile de pajiște găsite aici sunt încă direct influențate de apa subterană. Subsolul acestor soluri este în principal argilos și foarte bogat în calcar, existând o diferență semnificativă în proprietățile de bilanț hidric între straturile mai profunde, calcaroase, minerale și argiloase și straturile superioare, acestea din urmă fiind foarte bogate în substanțe organice (Tabelul 1).

Proprietățile fizice și hidrologice ale solurilor din turbării și pajiști trebuie luate în considerare în raport cu proprietățile fizice, chimice și hidrologice ale turbei și substanțelor vegetale organice din care sunt formate aceste soluri. Aceste proprietăți sunt următoarele:

capacitate mare de apă,

porozitate deosebită,

modificări majore ale proprietăților fizice și ale bilanțului hidric.

Densitatea acestor soluri este destul de scăzută în straturile superioare, ceea ce este legat de cantitățile mari de materie organică. Valorile greutăților volumetrice în aceste straturi sunt 0,6–0,9. Valorile greutăților volumetrice din straturile mai profunde (1,26, 1,35, 1,41) caracterizează straturile deja compactate (Tabelul 2).

1

**Î**

ra
o
m

I. 14

*Tabelul 1*

**Compoziția chimică a solului**

Qb scanat cu OK

Scanat cu scanerul OKI

*Tabelul 2*

**Proprietățile fizice ale solului**

Ö

Greutatea specifică a acestor soluri depinde și de cantitatea de materie organică. În straturile bogate în compuși organici, greutatea specifică este mai mică de 2,5. În straturile mai adânci, această valoare crește la 2,63—2,75 odată cu creșterea compactării (Tabelul 3).

Am calculat porozitatea totală a solurilor folosind greutatea specifică și densitatea volumetrică. Porozitatea totală este foarte mare în straturile superioare și depinde de tipul de cultivare a solului și de populația de plante. În straturile mai dense de sub suprafața aratată, valoarea porozității totale scade rapid (Tabelul 2).

**OJ cc TO u co**

Aceste soluri au o structură granulară, poroasă, bine dezvoltată. Compușii de fier și calcar din solurile din Hansäg au jucat probabil un rol în formarea acestei structuri. Porozitatea din straturile superioare arate este compusă din porii grosieri dintre particulele de sol și porii fini din granulele de sol. Această compoziție a porozității asigură proprietăți bune de echilibru hidric în straturile arate. În straturile de sub suprafața arata, compoziția porilor se modifică, iar porozitatea scade semnificativ. Conform observațiilor noastre, dacă suprafața acestor soluri este descoperită, se formează fisuri de contracție cu lățimea de 0,5-1 cm atunci când aceste straturi devin puternic uscate. Apa pătrunde apoi în sol doar prin aceste fisuri de contracție. Suprafața solurilor acoperite uniform cu plante nu se contractă.

Permeabilitatea la apă a fost bună în toate profilele (Fig. 1). Solul din turbărie a avut cea mai mare permeabilitate la apă. Putem observa că infiltrația crescuse deja în prima oră, iar această creștere a continuat pe întreaga perioadă de observație. Acest lucru poate fi explicat prin faptul că în acest profil nu există un strat de sol compactat. Permeabilitatea la apă a diferitelor straturi poate fi observată în Figura 2. Datorită nivelului ridicat al apei subterane și a permeabilității ridicate la apă, apa de irigații a atins nivelul pânzei freatice. Acest lucru poate fi observat în profilul de infiltrare a solului.

I. 14

• *cm*

**CM C c ra u co**

(Fig. 3). În acest caz, nu a existat drenaj lateral al apei. O imagine complet diferită este prezentată de solul turbăriei cultivate agricol. Aici, am măsurat și o permeabilitate ridicată la apă, dar natura acestei permeabilități a fost destul de diferită. În acest caz, straturile superioare ale solului au avut o permeabilitate ridicată la apă, dar

Î? Scanat cu OK

***Profil trj Profesional (Na4)***

Fig. 3. Profiluri de infiltrare ale solurilor,

Straturile subiacente erau foarte compactate și aveau o conductivitate a apei scăzută. Apa de irigații curgea lateral, iar după doar două ore, la suprafața solului au apărut pete umede la o distanță de doi metri de cadru. După patru ore, suprafața solului era saturată pe o distanță de 5-6 metri de cadru. Acest lucru este demonstrat clar de profilele de infiltrație (Fig. 3). Straturi dense, permeabile, au fost observate și în profilele nr. 1 și nr. 4. Reziduurile vegetale semi-descompuse și cantitatea mare de coloizi organici, aceștia din urmă în stare de gel, determină proprietățile de bilanț hidric ale acestor soluri. Acest lucru este indicat de valorile ridicate ale capacității minime de apă - care sunt mai mari decât în solurile minerale - și de coeficientul ridicat de ofilire (Tabelul 3).

Datorită capacității mari de retenție a apei a solului, suprafața aratată are o gamă largă de apă disponibilă plantelor (Fig. 4).

**Î) CC ra u co**

*Tabelul 3*

**Conținutul de umiditate la prelevarea probelor și capacitatea de câmp a solului**

Fig. 4. Umiditatea și capacitatea de câmp a solurilor în %.

Scanat cu scanerul OKI

Bilanțul hidric al acestor soluri de turbă și pajiște este caracterizat printr-o diferență accentuată în conținutul de umiditate al straturilor superficiale arate și al straturilor subiacente. Cauzele diferențelor mari de umiditate în diferitele straturi de sol sunt, în primul rând, proprietățile diferite ale bilanțului hidric al straturilor individuale de sol și, în al doilea rând, perturbarea legăturii naturale dintre straturile de sol ca urmare a cultivării solului, în special a aratului. Datorită capacității ridicate de apă a solului, apa de ploaie și cea

de irigații pătrund și cresc conținutul de umiditate al solului vegetal arat până la valoarea maximă a capacității sale minime de apă. Cu toate acestea, așa cum arată cercetările noastre, apa care pătrunde în sol rămâne în straturile superioare ale solului după ce solul a fost saturat la capacitatea sa minimă de apă, chiar dacă straturile subiacente erau nesaturate.

Putem explica acest fenomen prin diferențele de porozitate și compactare ale diferitelor straturi. Particularitățile bilanțului hidric înseamnă că, conform rezultatelor noastre, apa de ploaie și cea de irigații rareori pătrund mai adânc de 30 cm în sol (Fig. 3). Pătrunderea superficială duce la uscarea rapidă a straturilor superioare și, în consecință, la deficit de apă pentru plante.

Conform rezultatelor investigațiilor noastre, am recomandat irigarea subterană în aceste soluri din zona „Hansäg".

REZUMAT

Proprietățile fizice ale solurilor de turbă, mlaștină și pajiști mlăștinoase trebuie considerate în raport cu proprietățile turbei și ale substanțelor vegetale organice din care sunt formate aceste soluri. Solurile din zona Hansäg se caracterizează prin capacitatea lor mare de apă și porozitatea unică. Sunt caracteristice și diferențe accentuate în ceea ce privește porozitatea, permeabilitatea la apă, capacitatea minimă de apă, conținutul de umiditate și intervalul de umiditate activă în solul vegetal și subsol. Aceste fenomene se datorează parțial prezenței unui orizont mineral compact, calcaros, dar parțial influențelor câmpurilor și cultivării culturilor agricole. Apa din irigații și precipitații rareori pătrunde în sol mai mult de 30 cm, iar adâncimea orizontului compact influențează puternic adâncimea de exploatare a profilelor. Pe baza cercetărilor efectuate în această zonă, s-a propus irigarea subterană prin reglarea nivelului apei subterane pentru aceste tipuri de sol.

REZUMAT

Proprietățile fizice ale solurilor turbării, mlăștinoase și de pajiște trebuie considerate ca fiind legate de proprietățile turbelor și ale substanțelor organice care compun aceste soluri. Solurile din regiunea Hansag sunt caracterizate printr-o capacitate mare de absorbție a apei și o porozitate deosebită. De asemenea, sunt caracteristice diferențe accentuate în ceea ce privește porozitatea, permeabilitatea la apă, capacitatea de câmp, conținutul de umiditate și intervalul de umiditate disponibilă a solului și subsolului. De asemenea, se datorează prezenței unui orizont mineral calcaros compact și parțial efectelor de arare și cultivare. Apa de irigații și de ploaie rareori pătrunde mai adânc de 30 cm, adâncimea disponibilă a profilului fiind influențată semnificativ de adâncimea orizontului compact. Pe baza acestor investigații, s-a recomandat irigarea subsolului prin reglarea nivelului pânzei freatice pentru aceste soluri.

RELUA

Proprietățile solurilor turboase, mlăștinoase și de pajiște turboasă-mlaștinoasă sunt legate de proprietățile turbei și ale materiei organice vegetale, din care sunt formate aceste soluri.

Solurile din regiunea Hansag se caracterizează prin capacitatea lor mare de a reține apa și porozitatea specială. De asemenea, se caracterizează prin diferențe foarte pronunțate între sol și subsol în ceea ce privește permeabilitatea la apă, capacitatea de câmp, umiditatea și intervalul de umiditate accesibil. Aceste fenomene se datorează parțial prezenței unui orizont mineral calcaros compact și, pe de altă parte, efectelor lucrărilor de prelucrare a solului și îngrijirii culturilor. Apa din irigații și precipitații rareori pătrunde în sol la o adâncime care depășește 30 cm, iar adâncimea utilizabilă a profilelor este puternic influențată de adâncimea orizontului compact.

Pe baza acestei cercetări, a fost propusă irigarea subterană pentru tipurile de sol din această regiune, reglând în același timp nivelul pânzei freatice.

DISCUŢIE

LD BAVER (SUA). Lipsa mișcării apei în stratul inferior al Profilului nr. 2 s-a datorat unei tălpi de arat sau orizonturilor naturale impermeabile?

K. DARAB. Orizonturi naturale impermeabile.

***CONGRESUL DE ȘTIINȚĂ A SOLULUI, INTERN Slb. BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964***

## PRIVIND ESTIMAREA CANTITATIVĂ A UMIDIȚII SOLULUI ÎN STAȚIUNILE FORESTIERE ÎN FUNCȚIE DE ELEMENTELE CLIMATICE

ROMANUL I. FLOROFF 1

Există foarte puţine observaţii privind umiditatea solului. Acest lucru este valabil atât pentru numărul de stații, cât și pentru durata perioadelor de măsurare. Acesta este motivul pentru care, astăzi, diverse studii în domeniul tipologiei pădurilor se limitează, pentru caracteristica cantitativă a umidității solului, la evaluări: uscat, proaspăt, umed etc.

Este logic să considerăm că o evaluare mai exactă a umidității solului poate fi obținută prin observații directe. Datele unor astfel de observații, însă, conform lui Turc (1958), au importanță locală și conform acestor date este dificil să se determine valorile medii ale umidității solului și să se compare cu datele meteorologice. La aceasta trebuie adăugat că pentru clarificarea acestei chestiuni pe un teritoriu vast cu un relief variat, precum teritoriul acoperit de păduri din toate țările, și aceasta pe o perioadă de mai mulți ani, sunt necesare o vastă rețea de locuri de observație cu dispozitivele și personalul respective și, cel puțin, o perioadă de 10-15 ani de observații.

În cele din urmă, această problemă este rezolvată pe baza elementelor climatice, pentru care există mai multe observaţii şi timp de decenii. În acest sens, trebuie menţionate metodele lui Turc (1958), Kortüm (1958), Penmann (citat de Boudyko, 1959), Boudyko (1959) și Boudyko și Zoubenok (1961). Dintre aceste metode, cea mai potrivită pentru condițiile unui climat mai uscat și pentru terenuri în pantă este metoda

Boudyko

Această metodă este dezvoltată pe baza soluției comune a ecuației bilanțului termic al suprafeței active și a bilanțului hidric al solului.

Metoda Boudyko constă în următoarele:

Umiditatea solului la sfârșitul perioadei de interes este egală cu umiditatea de la începutul perioadei, la care se adaugă precipitațiile și din care se scad evapotranspirația și scurgerea de suprafață, sau

Institutul Superior Silvo-Tehnic din Sofia, REPUBLICA POPULARĂ BULGARĂ.



unde W2 este umiditatea solului la sfârșitul perioadei, B7! — umiditatea solului la începutul perioadei, N — precipitații, E1 evapotranspirația și/— scurgerea de suprafață.

Pentru a determina cursul anual al rezervelor de apă din sol, valoarea inițială a umidității solului (la începutul anului) este considerată ca fiind capacitatea de câmp a solului. În cazul terenurilor împădurite sau pregătite pentru reîmpădurire, scurgerea de suprafață are valori foarte mici, care pentru o perioadă medie de câțiva ani tind spre zero. Elementul principal și cel mai dificil de estimat al ecuației bilanțului hidric al solului (1) rămâne evapotranspirația. Acest element, conform lui Boudyko, este egal cu evapotranspirația potențială atâta timp cât umiditatea este mai mare decât umiditatea care rupe legăturile capilare:

*E = Eo când W > jycr, (2)*

unde E este evapotranspirația, Eo este evapotranspirația potențială, W este umiditatea reală a solului, iar I7cr este umiditatea capilară de rupere (umiditatea critică). Dacă umiditatea solului este mai mică decât umiditatea capilară de rupere, atunci evapotranspirația este proporțională cu rezervele de apă productivă, obținându-se următoarea relație:

La rândul său, evapotranspirația Eo este determinată pe baza bilanțului de radiație al suprafeței umede a solului și a fluxului de căldură din sol:

*°L*

unde Eo este evapotranspirația potențială, Ro — bugetul de radiație al suprafeței active umede, B — fluxul de căldură din sol și L — căldura latentă de evaporare a apei.

Metoda Budyko a fost verificată în URSS de către autor, de Berliand (1952) și de Zoubenok și Diatchenko (1956). Am verificat această metodă și în Bulgaria pe un relief foarte variat. Prima verificare a fost efectuată în 1956 lângă Sandanski, în terase de reîmpădurire. Pe 18 mai, rezerva inițială de apă era de 187 mm. Pe 12 iunie, rezervele de apă conform metodei directe au fost estimate la 115 mm, iar conform lui Budyko la 112 mm; pe 8 iulie la 43 și 40 mm, iar pe 18 iulie la 46 și 57 mm. Următoarea verificare a fost efectuată în pădurile din Youndola, în 15 locuri de observație. Rezultatele sunt prezentate în Tabelul 1.

Diferențe mai mari rezultă în unele cazuri dintr-un conținut scheletic ridicat și, în consecință, din dificultăți în determinarea capacității de apă a solurilor. În ciuda acestui fapt, în general rezultatele sunt satisfăcătoare. Aceste rezultate arată că metoda Boudyko poate fi aplicată și pe terenuri în pantă acoperite sau nu de păduri. Acest lucru este posibil atât pentru o perioadă medie de mai mulți ani, cât și pentru un singur an, dacă se iau în considerare caracteristicile fizice ale solului.

Am utilizat metoda Boudyko pentru a determina evoluția anuală a rezervelor de apă pentru o perioadă de mai mulți ani în locurile menționate în Tabelul 1, în Yundola din Munții Rodopi, în legătură cu clasele de producție forestieră. Clasele de producție ridicată corespund rezervelor mari de apă în timpul sezonului de creștere, clasele de producție scăzută corespund rezervelor mici de apă. Figurile 1, 2 și 3 prezintă evoluția anuală a rezervelor de apă în mm pe lună. De asemenea, sunt prezentate suma temperaturilor din timpul sezonului de creștere peste 5°C și durata sezonului de creștere (linii paralele cu ordonata). Paralel cu abscisa sunt punctul de ofilire - linia întreruptă - și higroscopicitatea maximă - linia neîntreruptă.

Cursul anual al rezervelor de apă din Figura 1 corespunde unei păduri din a treia clasă de producție cu Pinus silvestris 8 și Picea excelsa 2; în Figura 2 pădurea este formată din A bies alba 8 și Picea excelsa 2, din a doua clasă de producție, iar în Figura 3 —- de A bies alba 10, din prima clasă de producție.

De asemenea, am utilizat metoda Boudyko pentru a determina evoluția anuală a rezervelor de apă din sol pentru o perioadă medie de mai mulți ani la o adâncime de 50 și 100 cm pe terenurile în pantă din Bulgaria. Am determinat datele medii de epuizare a rezervelor de apă productivă, durata medie a perioadei cu umiditatea oscilând în jurul punctului de ofilire, datele medii când umiditatea solului se apropie de higroscopicitatea maximă și frecvența anilor cu rezerve sub nivelul apei „moarte". Calculele au fost efectuate pentru trei varietăți texturale de soluri: luto-nisipos, luto-argilos și luto-argilos fin. Diferențele în ceea ce privește data epuizării rezervelor de apă productivă (în timpul verii) depind, într-un mod agrotehnic similar, de grosimea solului. La o grosime de 50 cm, rezervele de apă productivă se epuizează la 15-20 cm.

**ra**
**co**

L15

Fig. h Cursul anual al rezervelor de apă din sol și suma temperaturilor „^ ' peste valoarea datorată S^G în stațiile caracteristice WJ - pentru Pi h wj jrifei/ns L. 111 ^ clasa de producție ^j.

Scanat cu OKEN

*JM-*

*JM-***

**1 „ s  » s**

*stază*

**WJ-**

Eu - eu eu

*iss s' ¥*

***E IS ¥ïï HZH***

Oh

*VH*

**ÄW **

**JJ?**

**M -**

*IS3 *

*IM *

Fig. 2, Cursul anual al rezervelor de apă în aol și suma temperaturilor peste 5°C în statele Xfrf« Ma Mill și Pista nxcelsa Lidr, clasa a 11-a de producție.

**dacă eu 1 u—L—J i_ 1 eu 1 Ll . J**

***/ BŒŒÏW1ŒEIILIIII3***

^r

*733*

Fig. 3. Cursul anual al rezervelor de apă din sol și suma temperaturilor peste 5°C în stațiile caracteristice pentru moara XWitf a!ba (clasa de producție).

*s*

*SM*

*MJ*

*WS*

***333-***

*333*

*WO*

*n* - *MM*

cc

cc

zile mai devreme într-un nisip lutoasă decât într-un nămol argilos fin. Diferența dintre lut argilos și lut argilos fin este de 2-3 zile. Pentru o perioadă medie de mai mulți ani, cursul anual al rezervelor de apă a fost determinat pentru soluri cu o higroscopicitate maximă de 44%, un punct de ofilire de 6% și o capacitate de retenție de 22%, cifre obținute conform curbelor lui Rode (1955). Pentru aceste soluri, conținutul de umiditate al ruperii capilare este estimat la 75% din capacitatea de câmp. De asemenea, am întocmit o hartă a grupelor de districte climatice cu date aproximative ale epuizării rezervelor de apă productivă și apariției rezervelor de apă inaccesibile. Legenda hărții arată datele medii respective pentru diferite expoziții și pante. Harta include doar grosimile de 50 și 100 cm. Harta explică multe aspecte legate de reîmpădurirea acestor zone. Poate fi utilă și în alte scopuri, în afara sferei de interese forestiere. Oferă o imagine foarte bună asupra evoluției anuale a rezervelor de apă din sol în diferite regiuni ale țării, pe diferite expoziții și pante, precum și pentru alte grosimi, cu excepția celor de 50 și 100 cm.

Rezultatele obținute se datorează aplicării metodei Boudyko, care poate fi considerată universală, deoarece se bazează pe soluția comună a ecuației de bilanț termic al suprafeței active și a bilanțului hidric al solului. Prin urmare, deși această metodă este o metodă climatologică, ea poate fi utilizată, cu anumite modificări, și în scopuri ecologice.

BIBLIOGRAFIA II*

Turc. L,, 1958, Ba Jans polchtttnoj etajai, Leningrad.

KQstüu, Fr.j 1958, Dtr Einfluss meteorologischer Parameter auf die Verdunstung der Erdoberfläche, Archiv, f. Bostwtsen, 7. Band. Greutatea 3.

Beultjlnd, TG. 1952. Ob ismenenii üagosodenhania v polcbxs i leţl^ogo balansa v rasouchlivye gady, Trudy GGO, vyp. 29 (91).

BoL-Dy.ua, BL L, 1959, Opredslenieisparrnia po tneladouPeKmfnaf Mctcorolcguia i Guidrotaguia, 7.

— 1956. Teplmaj balans wntHfli poverkltHosti, L,

Büduteo, BL I.. Zoubenok., L I.. 1961, Opredelenie isparenia spatierkhHOSli souchi, Ijv. A. N URSS seria gwgralitcheskaja, 6.

Rode., A., A.. 1955, Fotckuotedenie, M.-L.

Zubenok. LI, Diatchenko, L,, Nt 1956, Isparenie v raionakh cwwBia tselinnylth tenti,

Trudy GGO, vyp. 66(128),

REZUMAT

Autorul a testat metoda Bûudykû pentru determinarea cursului anual al rezervelor de apă din sol în funcție de elementele climatice pe terenuri în pantă din Bulgaria și a constatat o diferență între rezultatele obținute prin această metodă și cele obținute prin metoda gravimetrică de 0,1 până la 1,6% din greutatea solului absolut uscat (în trei cazuri diferențele au fost de 2,1 până la 2,9%, datorită conținutului de schelet).

Verificarea a permis determinarea cursului anual al rezervelor de apă din sol pentru o perioadă dată în Bulgaria, pe terenuri forestiere cu diferite expoziții și pante, și o grosime de 50 și 100 cm.

Pe de altă parte, autorul a determinat cursul anual al rezervelor de apă din sol în mai multe puncte din Munții Rodopi, în legătură cu distribuția speciilor forestiere și clasa de producție.

Conform autorului, metoda lui Boudyko poate fi utilizată în scopuri ecologice, luând în considerare proprietățile hidrofizice ale solurilor.

REZUMAT

Autorul a verificat metoda lui Bondyko pentru estimarea cantitativă a stocării umidității solului pe baze climatice în Bulgaria, pe terenuri în pantă. Diferențele dintre umiditatea solului determinată prin metoda lui Baudyko și metoda gravimetrică au fost de 0,1-1,7% (în greutatea solului absolut uscat) (în trei cazuri diferența a fost de 2,1-2,9% din cauza conținutului de schelet).

Verificarea a permis determinarea tendinței anuale a stocărilor de umiditate în sol pe o perioadă lungă de timp în Bulgaria, pe terenuri forestiere cu diverse expoziții și declivități, și pentru o adâncime de 50 și 100 cm.

Pe de altă parte, autorul a determinat tendința anuală a stocărilor de umiditate din sol în mai multe puncte ale Munților Rodopi, în relație cu distribuția speciilor forestiere și cu clasele de producție ale pădurilor.

În opinia autorului, metoda lui Boudyko poate fi utilizată în scopuri ecologice, după luarea în considerare a relației umidității solului.

REZUMAT

Autorul a testat metoda lui Boudyko pentru determinarea rezervelor de apă din sol în funcție de elementele climatice din Bulgaria pe pante. El a constatat o diferență între rezultatele obținute folosind această metodă și cele obținute folosind metoda gravimetrică de 0,1 până la 1,8% din greutatea solului absolut uscat (doar în trei cazuri diferența a fost de 1,2–2,9% datorită conținutului ridicat de materie scheletică).

Investigaţia i-a permis autorului să determine cursul anual al rezervelor de apă de fund pe o perioadă lungă de timp în Bulgaria, în zone forestiere cu pante şi expoziţii diferite şi cu o grosime de 50 şi 100 cm.

Pe de altă parte, autorul a determinat ciclul anual al rezervelor de apă din sol în anumite puncte din Munţii Rodopi, în legătură cu distribuţia speciilor şi ratele de producţie ale arboretelor.

Conform autorului, metoda Boudykos poate fi utilizată în scopuri ecologice. Cu toate acestea, trebuie luate în considerare caracteristicile hidrochimice ale solului.

DISCUŢIE

W, HOLMES (Australia). Este adevărat că măsurarea modificărilor solului sub păduri dă rezultate foarte variabile, în funcţie de locaţia eşantionării, interceptarea precipitaţiilor de către coronamentul pădurii şi de alţi factori. Cu toate acestea, utilizarea evaporării calculate prin metode precum cele descrise de dl. Floroff (Boudyko, Penman, Ture etc.) poate fi, de asemenea, înşelătoare, dacă nu este verificată. Avem dovezi experimentale solide că evaporarea din pădurile de pin în timpul sezonului ploios din sudul Australiei depăşeşte cu 2% evaporarea din păşuni. Calculul Penman al evaporării pentru această regiune, folosind datele meteorologice ale unei staţii meteorologice standard, este în concordanţă cu o abatere de 15% cu evaporarea măsurată din păşuni.

FLOROFF. Dl. Holmes a subliniat că trebuie să fim foarte atenţi atunci când folosim metode străine în acest domeniu, deoarece în Australia s-au observat diferenţe foarte mari între evaporarea reală şi evapotranspiraţia potenţială: prima este de două ori şi jumătate mai mare. Aceasta este o observaţie foarte importantă. Şi în Bulgaria s-a observat

I. 15

astfel de diferenţe: evapotranspiraţia reală a fost de 1,2—1,4 ori mai mare decât evapotranspiraţia potenţială (D. Dilkov. Influenţa lucernei asupra regimului hidric din cernoziomurile din nordul Bulgariei, vol. I al rezumatelor lucrărilor Congresului).

Explicaţia acestor diferenţe este foarte simplă. Evapotranspiraţia potenţială în aceste cazuri a fost calculată prin formule empirice, care, pe de o parte, includ coeficienţi empirici, iar pe de altă parte, sunt deduse şi valabile pentru o perioadă medie de mai mulţi ani, în timp ce evapotranspiraţia reală a fost determinată doar pentru sezonul de creştere al unui anumit an.

Numai în cazuri excepţionale se pot obţine valori egale.

Metoda MI Boudyko pe care o folosim nu include coeficienţi empirici. Este o metodă bazată pe legea conservării energiei, care este o lege universală.

*AL AL DOILEA CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964*

**UMECTAREA TOTALĂ A SOLULUI DIN REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ**

IOSIF UJVÄRI1

Conceptul de umiditate totală a solului, ca o componentă a bilanțului hidrologic, a fost introdus în literatura de specialitate de Lvovich în 1950. Se notează cu TY0 și reprezintă suma dintre Tevapotranspirație (Zo) și cantitatea de apă care, prin infiltrare (Zo) sau condensare (Co), îmbogățește pânza freatică. Rezervele care alimentează pânza freatică se întorc la rândul lor în rețeaua hidrografică și reprezintă alimentarea acesteia subterană (170). În ceea ce privește profilul pe mai mulți ani, se poate propune următoarea ecuație:

IE0 = Xo - Y,

Cu alte cuvinte, umiditatea totală a solului este cantitatea de apă care rămâne temporar în sol după precipitații (XJ) și care, după scurgerea de suprafață (Y), este consumată prin evapotranspirație și prin refacerea pânzei freatice.

Rezultă că, dintre componentele bilanțului hidrologic, doar 1KO reprezintă cantitatea de apă disponibilă pentru vegetație, Y, care se scurge de pe versanți fără niciun efect biogenic. Reținerea lui Y, pentru creșterea lui JY0 are, în regiunile aride, o importanță capitală (Lvovitch, 1963).

În acest scop, se aplică cu succes metode agro-silvice de reținere a apei.

Determinarea valorii Wo se realizează prin două metode: prin utilizarea datelor de observație hidrologică pentru bazinele hidrografice și prin metoda parcelelor experimentale. Aceste două metode împreună permit realizarea unor sinteze teritoriale ample, dar și studii detaliate - atunci când se studiază unul dintre efectele factorilor fizico-geografici la nivel local.

În țara noastră, studiile au fost întreprinse în ambele direcții.

Primele studii care au abordat unele dintre problemele umidificării totale a solului din țara noastră au apărut în 1957.

Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj, REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ.

**LO**

16 ' S

În acel an, Lazărescu și Panait (1957), pe baza unor date de observații hidrometeorologice destul de limitate, au realizat o primă schiță pentru W în România, -o

Această lucrare a fost revizuită de autori (Monografia geografică a RPR, £

Totuși, în 1959, o hartă realizată de Ujvàri (1959) a apărut în £

pentru care facem o serie de clarificări. Acumularea unei mulțimi de date ^

În ultimii ani, harta jyo a fost detaliată mai mult — acesta fiind subiectul acestei cărți

.

Ulterior, marile avantaje pentru agricultură ale cunoașterii valorilor IFO și, de asemenea, a variațiilor acestuia în funcție de metodele agrotehnice aplicate au devenit și mai evidente, iar în țara noastră au fost înființate stații experimentale pentru studierea bilanțului hidrologic. La stațiile experimentale ICA, unde se studiază problema eroziunii, este posibil să se surprindă modificările provocate de diversele metode agrotehnice asupra scurgerilor de suprafață. În 1961, Catedra de Geografie Fizică a Universității Babeș-Bolyai și colaboratori de la Institutul Agronomic Dr. P. Groza din Cluj au organizat o serie de observații speciale în acest sens, iar în 1954 a fost finalizată stația Voinesti, aparținând Comitetului de Stat al Apelor (CSA), unde se întreprind și observații. Rezultatele sunt în curs de publicare (Ujvàri și colab. 1962).

CARACTERISTICI GENERALE ALE DISTRIBUȚIEI TERITORIALE

A UMECTĂRII TOTALE A SOLULUI ȘI A INDICELUI KW DIN ROMÂNIA

Această lucrare a utilizat date de observație de la 339 de stații hidrometrice, valorile Zo și Uo fiind determinate acolo. Pentru a întocmi harta indicelui total de umiditate a solului Kw = — am folosit Ao mm

A fost utilizată și harta precipitațiilor medii multianuale publicată de Stoenescu în Monografia geografică a RPR (1960). Valorile medii în ambele cazuri au fost determinate pentru perioade de peste 30, respectiv 60 de ani, corespunzătoare cerințelor de determinare a standardelor statistice.

Prin analiza datelor furnizate de observații, s-a stabilit o strânsă interdependență între mediul fizico-geografic și umiditatea totală a solului. Au fost identificate o serie întreagă de legi naturale generale de interdependență și interacțiune cu solurile țării noastre, diferite contraste fiind observate în special pentru conținutul de umiditate al solurilor din zona de umiditate abundentă și deficitară. Astfel, în primul caz, după orice plafon al umidității solului, în jurul a 600-700 mm/an, scurgerea superficială (Yo) crește rapid. În zona de

umiditate deficitară, dimpotrivă, evapotranspirația este cea care crește în paralel cu creșterea gradului de ariditate, până la o rată de peste 90% din precipitații.

În RPR, în regiunea carpatică se observă o zonă Lite verticală clasică, unde umiditatea generală crește odată cu altitudinea. În același timp, datorită faptului că activitatea cicloană se dezvoltă în direcția vest-est dinspre Oceanul Atlantic, iar sud-vestul țării este afectat și de cicloane provenite dinspre Marea Mediterană, versanții vestici și sudici ai edificiului montan carpatic sunt mai umezi decât versanții opuși, orientați spre zone protejate. Acest rol protector al munților se reflectă și în zonele joase, datorită procesului catabatic paeudofenic, care se observă constant acolo.

Aceste legi naturale sunt bine reflectate în relația dintre K9 și altitudinea medie a bazinelor hidrografice și în hărțile curbelor de nivel A\ (Fig. 1 și 2). Astfel, Kw în regiunile montane are valori descrescătoare, scăzând la altitudini mari până la 40—50%, în timp ce în regiunile aride de câmpie, Ka se apropie de 100%, adică TF0-+X0.

În același timp, din cauza reumectării diferite a versanților vestici, sudici și estici, relația indicelui A^ cu altitudinea acestuia în diversele districte prezintă gradienți diferiți.

Aceste aspecte devin mai clare dacă studiem legile distribuției teritoriale a componentelor ïï0, adică ale evapotranspirației și infiltrărilor spre apele subterane-UB, care la munte variază în sens invers evapotranspirației.

*Evapotranspirația scade continuu în Carpați odată cu altitudinea, datorită scăderii bilanțului radiativ și a evaporabilității. O scădere a evapotranspirației se observă și în direcția câmpiilor sud-estice spre o axă imaginară de evaporare maximă, care se extinde până la poalele munților. În câmpia vestică această axă este situată mai jos.*

Se pune întrebarea: care este cauza prezenței acestei axe?

Răspunsul este relativ simplu: în această zonă de mare altitudine, există o coincidență între evaporare și precipitații relativ în creștere. Spre Câmpia Română și Dobrogea, deși evaporarea crește, precipitațiile scad, neîntindendu-se potențialul de evaporare. Acesta este cel mai evident semn al aridității climatului, evidențiată de prezența cernoziomului.

În Câmpia de Vest, în condiții de evaporare crescută (peste 700 mm), precipitațiile sunt relativ abundente (600-700 mm), astfel încât axa de evapotranspirație maximă se deplasează în câmpie. Valoarea evapotranspirației pe axa vestică este în jur de 600 mm, iar la est de Carpați - 530-560 mm. De pe această axă, valorile scad la 200-250 mm, la altitudini de 2.300-2.500 m și la 500 mm în Câmpia de Vest. Pe Bărăgan și în Dobrogea, scăderea evapotranspirației este mai accentuată din cauza aridității, ajungând până la 350 mm.

*Infiltrațiile spre pânza freatică au o variabilitate teritorială mai mare. În regiunile de câmpie loessică din Bărăgan, acestea ating aproape 5 mm, dar cresc spre zonele piemontene până la 20-50 mm, iar în munți, la altitudini mari, până la*

Eu. U.



Oh

300-500 mm. Această creștere a infiltrației se datorează intensificării modificărilor rezervelor de ape subterane în paralel cu o creștere a umidității climatice și a gradientului de pantă. Intensificarea drenajului odată cu altitudinea se reflectă și în prezența solurilor erodate.

Toate observațiile indică existența unei circulații mai intense pe versanții vestici mai umezi unde, la aceleași altitudini, Uo atinge uneori dublul valorii versanților cu expoziție estică.

*Umiditatea totală a solului (Wo) este una dintre cele mai puțin variabile componente ale teritoriului bilanțului hidric. Această observație este valabilă în primul rând pentru regiunile carpatice situate în condiții de umiditate abundentă, unde valorile acesteia se mențin în limitele de 600-700 mm/an. Gradienții valorilor I70 variază între 2 și 10 mm/100 m/alt., fiind mai mari pe versanții vestici ai Carpaților (curbele și razele IV, V, VI din Fig. 3), decât pe versanții protejați (I, II). Această diferență se datorează valorilor mai mari ale evapotranspirației în zonele cu procese catabatice frecvente (încălzire catabatică în regiunea de coborâre a maselor de aer) și, în același timp, circulației mai lente a apelor subterane (UQ - cu valori mai mici).*

După cum se poate observa în Figura 4, în regiunile de câmpie, Hz0 urmează în general configurația izohietelor, deoarece, între ele, diferența nu este atât de mare (Y,) și scade odată cu intensificarea aridității. În orice caz, există diferențe mari între valorile PK0 în Câmpia de Vest, Câmpia Română și Dobrogea.

VALOAREA IE0 ÎN RELAȚIE CU DIFERITE TIPURI DE SOL DIN ROMÂNIA,

Regimul hidrologic joacă un rol important și binecunoscut în evoluția solului. Comparând harta IV0 cu harta solurilor RPR, se poate observa o coincidență semnificativă la nivelul unităților taxonomice superioare (zone, provincii). Astfel, izolinia Wo—600 mm delimitează solurile montane de solurile pericarpatice, cu excepția celor de câmpie și poalele vestice, unde coboară până la limita câmpiilor Salonta, Lipova și Gâtaia. Datorită umidității abundente a solului din aceste raioane, pânza freatică se află la o adâncime redusă, iar în zona solurilor brun silvice apar soluri humice gley.

În Bazinul Transilvaniei, al cărui mediu general este reprezentat de soluri brun-silvene, cernoziomurile levigate apar izolat. Această insulă coincide în general cu zona de protecție climatică situată la est de Carpații Occidentali, unde umiditatea totală a solurilor scade sub 550 mm. În linii mari, situația este aceeași și în cazul piemonturilor sudice, dar scăderea umidității urmează zonarea verticală obișnuită.

Cernoziomurile P sunt răspândite între izoliniile de 400 și 500 mm cu 1 apariție în unele raioane a cernoziomurilor levigate.

Calcarele sf^ernoziom sunt răspândite în două zone:

a) sau 1 umiditatea totală a solului scade sub 400—420 mm;

**ro u 10**

Fig. 3. Relațiile dintre indicii U și 11 ai indicelui pentru diferite districte.

**cu cc ro u CD**

b) în regiuni semiendoreice (fără scurgere de suprafață în Bărăgan), cu umiditate totală a solului de 400 până la 480 mm.

Particularitățile bilanțului hidrologic în zonele și sectoarele delimitate pe harta limitelor de sol ale districtelor Cerncșo, Fridland și Florea (Monografia geografică a RPR, 1960) pot fi urmărite mai jos:



*LQ = 600—780 mm Zo = 200—600 mm Uo = 50—500 mm*

TF0 = 550—600 mm

Z = 520—580 mm

*Uo = 20—70 mm*

*Regiune montană și de dealuri înalte. a. Zona solurilor de pajiște alpine și subalpine, b. Zona cu predominanță a pădurilor brune acide montane și a solurilor podzolice brune acide montane.*

Zona de predominanță a solurilor silvice brune montane și podzolice silvice brune montane.

*Zona solului silvan brun*

Sectorul depresiunilor submontane Oaș- Baia Mare, Lăpuș, Maramureș.

Sector delur Vad-Beiuș-Zarand.

Sectorul deluros Oravița-Lipova.

Sectorul Câmpiei Gătaia.

*Zona de sol silvan brun a. sector de deal Silvaniei. b. Sectorul de deal Someșelor. c. Sector deluros Niraj-Someș, d. Sector submuntan Cluj-Turda. e. Platoul Tîrnave.*

Sectorul depresiunilor submontane Bîrsei, Făgăraș, Sibiu etc.

Sectorul Podișului Mehedinți.

Sectorul Motru-Argeș (piemont).

Sectorul Argeș-Prahov.

Sectorul subcarpatic Teleajen-Buzău. k. Sector Câmpia Pitești.

Sector de depresiuni submontane.. (Tg. Jiu etc.).

Sector al Podișului Suceava-Rădăutíi.

Sector al Podișului Pașcani-Roman.

Sector subcarpatic Bistrița-Zăbrăuși. p. Sector subcarpatic Rîmnic-Putna.

*Zona de cernoziomuri șlefuite a. Sectorul Câmpiei Arad-Salonta. b. Sectorul Câmpiei Pecica.*

c. Sector al Câmpiei Sinicolaul Mare-Jimbolia.

ÏF0 „ 500-550 mm

Zo = 490-530 mm, WQ = 10-30 mm

JP0 = 450—500 mm
$Z_1$ = 440—490 mm
Uq = 5—15 mm

JF0 =400—450 mm Zo = 400—440 mm

*Uo = 3— 10 mm*

*Zonă silvostepică cu soluri cernoziom și soluri silvice brune a. Sectorul Câmpiei Transilvaniei.*

Sectorul Platoului Secaçelor.

Sectorul Măcin.

*Zona de sol împădurit-roșcat-brun*

Sector Câmpia Craiova-Roçiori.

Bucuresti-Ploie^ti Sector Campie.

*Zona cernoziomului Lévigués*

Sectorul Câmpiei Curtici.

Sectorul Câmpiei Vinga.

Sector Câmpia Sînicolaul Mare.

Sector Campia Lalomita-Mostistea

*Zona cernoziomului Lévigués*

Secteur Jijia-Bahlui-Ruginoasa.

Sectorul Jijia-Baseu.

Sectorul sud-estic al Podișului Bîrlad.

Sector al Câmpiei Tecuci.

Sector al Câmpiei Covurluiului.

Sectorul Câmpiei Segarcea.

Sectorul Câmpiei Alexandriei.

Sectorul Câmpiei Subcolinare Mizil-Focçani.

Secteur Ostrov-Bàneasa du Plateau Dobrogea.

*Zona Cernoziomului*

Sector al Câmpiei Sloboziei.

Sectorul Câmpiei Pogoanele-Boldu.

Sector al Câmpiei Calafat-Corabia.

Sector al Câmpiei Zimnicea.

*Zona cernoziomurilor levigate a. Sectorul Dobrogei de Sud. b. Sectorul Dobrogei de Nord.*

*Subzona cernoziomurilor de castan*

Secteur de la Plaine Jegâlia.

Secteur de la Plaine Cioara-Galati.

Secteur Fàlciu.

*La subzone des chernozems calcaires a. Secteur de la Plaine Fetesti-Bràila. b. Secteur du Plateau Cernavoda-Mâcin.*

Secteur Mamaia-Istria.

Secteur Ceamurlia-Mahmudia.

BIBLIOGRAPHIE

LAzârescu. D., Panait, I., 1957, Bilanțul hidrologic pe teritoriul R.P.R., Meteorologia și hidrologia, nr. 4.

Lvovitch, M. I., 1950, O metodike rastchctov izmeneniipitaniareh podzemnymi vodami, Dokl. AN SSSR, 75,6.

1963, Tchelovek i vody, Geografguiz, Moscou.

Ujvâri, I., 1957, Despre bilanțul apei pe teritoriul R.P.R., Meteorologia și hidrologia, nr. 4.

1959. RPR Hidrografie, Edit. științific, București.

Ujvâri I., Casap6, I., Fitoianu, P., Mureșan, D., Someșan, A., Titz, A., 1962, Experimente

*pe terenuri agricole productive pentru stabilirea genezei regimului hidrologic și a eroziunii solului, Studiu. Universitatea Babeș-Bolyai, Seria Geologia-Geografia, Fasc. 2.*

* * * 1960, Monografia geografică a RPR, vol. În, Edit. Acad. RPR, București.

REZUMAT

Umezirea totală a solului (JK0 mm) este considerată ca suma dintre evapo-transpirația Z0 și apa de infiltrație care alimentează apele subterane (t/0). Astfel, I/O este sursa de apă disponibilă vegetației. Aceasta variază între 600-780 mm în zona umedă a Carpaților Românești, scăzând la 350 mm în regiunile aride.

On analyse les lois naturelles de la répartition territoriale de JK0 et son rapport avec les zones et les secteurs des sols de Roumanie. Analizând și coeficientul de umectare totală a solului, care reprezintă raportul între IF0 și precipitațiile medii.

REZUMAT

Umezirea totală a solului (Hz0 mm) este considerată ca suma dintre evapo-transpirație (Zo) și apa de infiltrare care alimentează apele subterane (Uo). Astfel, IK0 este sursa de apă disponibilă pentru vegetație. Aceasta variază între GOO și 780 mm în regiunea mai umedă a Carpaților Români, scăzând până la 350 mm în regiunile uscate.

Se analizează legea naturală a repartizării teritoriale a IF0 și relațiile acesteia cu zonele și districtele de sol ale Republicii Populare Române.

Se analizează și coeficientul total de umectare a solului, reprezentând relația dintre IK0 și precipitațiile medii.

REZUMAT

Conținutul total de umiditate al solului (Wo mm) este considerat suma dintre evapotranspirație (Zo) și apa de infiltrare care alimentează apele subterane (Uo). Prin urmare, l/O este sursa de apă disponibilă vegetației. Acesta variază între 600 și 780 mm în zona umedă a Carpaților Românești și scade la 350 mm în zonele mai uscate.

Articolul analizează legile naturale care guvernează distribuția teritorială a IVO-ului și relația acestuia cu zonele și subzonele de sol din România. De asemenea, discută coeficientul general de umiditate a solului, care reprezintă relația dintre IVO și precipitațiile medii.

**1C—Congresul solului — c. J115**

CONGRESUL INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964

**INFLUENȚA CULTURILOR ASUPRA DINAMICII UMIDITĂȚII SOLULUI ÎNTR-O ZONĂ DE STEPĂ**

H. SIMOTA

Studiile privind dinamica umidității prezintă o importanță deosebită pentru o mai bună cunoaștere agricolă a diferitelor soluri. Acest lucru se datorează faptului că, cunoscând aceste aspecte, se poate interveni în mod conștient, prin mijloace tehnice moderne, în managementul producției. Acest lucru este necesar în special în zonele de stepă cu deficit de umiditate, unde practicile de management diferențial vizează acumularea și conservarea apei într-o măsură cât mai mare posibil.

În literatura de știință a solului, dinamica umidității este adesea considerată o proprietate a solului. Valorile conținutului de umiditate obținute ca medie pe mai mulți ani sunt, de fapt, potrivite pentru a determina proprietățile solului studiat. Urmând această abordare, se consideră că culturile cultivate în solul respectiv nu impun modificări substanțiale dinamicii umidității solului, chiar și până la adâncimea de penetrare a rădăcinilor, dinamica umidității depinzând doar de condițiile climatice.

Cercetări au fost efectuate în zona de stepă, pe cernoziomul de castaniu din Bărăgan (Mărculești, regiunea București), pe o perioadă de trei ani, între 1953 și 1956, pentru a verifica dacă culturile cultivate exercită sau nu o anumită influență asupra dinamicii umidității solului în aceste zone. În acest scop, conținutul de umiditate al solului a fost determinat pentru straturi cu o adâncime de 10 cm, până la adâncimea de 150 cm, cu o periodicitate de 15 zile. Proprietățile apei ale acestui sol, cu textură lutoasă, dezvoltat pe loess, având un orizont A cu o adâncime de până la 54 cm, un orizont de tranziție A/C de la 54 la 89 cm și un orizont de acumulare a carbonatului de calciu C de la 89 la 119 cm, sunt prezentate în tabelul 1.

Pentru a simplifica prezentarea numeroaselor rezultate, se utilizează mediile lunare pentru orizonturile genetice ale solului, exprimate în procente din capacitatea de câmp. Acest lucru ne apropie, pe cât posibil, de o interpretare agricolă a umidității solului, precum și de o posibilitate de comparație cu alte tipuri de sol.

În perioada experimentală, au fost examinate trei probleme principale:

dinamica umidității într-un sol cultivat cu diverse culturi în timpul perioadei de vegetație;

influența culturii anterioare asupra dinamicii umidității;

dinamica umidității specifice diferitelor sisteme de lucrare a solului.

***Tabelul I***

**Proprietățile apei ale cernoermului de castane din Mlrculeyll**

DINAMICA UMIDITĂȚII ÎNTR-UN SOL CULTIVAT CU DIVERSE CULTURI ÎN PERIOADA DE VEGETAȚIE

Scanat cu scanerul OKEN

A fost examinată dinamica umidității unui sol cultivat cu mazăre, ovăz, porumb, floarea-soarelui, grâu și ierburi perene. Rezultatele pe parcursul perioadei de vegetație a fiecărei plante sunt prezentate în fig. 1-6, care arată dinamic mediile lunare obținute pentru fiecare orizont de sol. De asemenea, a fost calculat profilul hidric mediu al solului pe parcursul perioadei de vegetație a fiecărei culturi, care este prezentat în tabelul 2.

***Tabelul 2***

**Profilul hidric mediu (procentul din capacitatea câmpului) la diferite culturi în timpul perioadei lor de vegetație**

Cel mai ridicat profil hidric mediu (88% din capacitatea câmpului) a fost înregistrat la mazăre. În martie, rezerva de apă a fost > 90% în orizontul A, 80-90% în orizonturile A/C și

C și 70-80% în orizontul D. În fiecare orizont, umiditatea crește până în mai, depășind 90% pe întregul profil. În iunie, umiditatea scade până la 70-75% în orizonturile A și A/C și până la 80-90% în orizonturile C și D, demonstrând o creștere continuă a umidității în straturile mai profunde (fig. 1).

Profilul hidric mediu pentru ovăz este de 75%. În martie, umiditatea a fost de 80-90% în orizonturile A și A/C și de 55% în orizonturile C și D. Conținutul de apă crește până în aprilie în orizonturile X și A/C (90-95%), apoi scade treptat. În iulie, ajunge la 65-75% în orizontul A și 50-55% în celelalte. Spre deosebire de solul cultivat cu mazăre, la ovăz se observă o scădere semnificativă a umidității în stratul inferior (fig. 2).

**QJ CC nj u (/)**

Fig. 1. Dinamica umidității solului la cernoziom de castan în timpul perioadei de vegetație a mazărei (în procente din capacitatea de câmp).



Fig. 2. Dinamica umidității solului la cernoziomul de castan în timpul perioadei de vegetație a ovăzului (în procente din capacitatea câmpului).

Porumbul prezintă un profil hidric mediu de 76%. În aprilie, umiditatea profilului atinge > 90%, scăzând în iunie până la 80-90%, diminuând rapid în septembrie până la 40-45% pe întregul profil (fig-3).

Floarea-soarelui a demonstrat un profil hidric mediu egal cu 72%. În aprilie, umiditatea profilului este > 90% în orizonturile A, A/C și C, și 50-55% în D. În mai, umiditatea orizontului D atinge 80-85%, în timp ce umiditatea orizonturilor superioare rămâne

neschimbată (fig.4). Scăderea umidității solului în perioada iulie-septembrie este mai mare decât la porumb, umiditatea pentru orizonturile A/C și C fiind în intervalul de ofilire.

Grâul de iarnă a avut un profil hidric mediu de 72%. În octombrie, umiditatea întregului profil a fost de 50-55%, creșterea începând din noiembrie și ajungând în martie la 90-95% în orizontul J, 80-85% în orizonturile X/C și 60-65% în orizonturile C și D. Până în iunie, umiditatea scade la 70-75% în orizontul A și 65-70% în orizonturile C și D, aceste valori fiind inferioare față de cele pentru culturile pe rând sau mazăre și superioare celor pentru ovăz în orizonturile C și D la aceleași date (fig.5).

Ierburile perene, atât în primul (fig. 6), cât și în al doilea (fig. 7) an de creștere, prezintă cele mai nefavorabile condiții din punct de vedere al umidității solului, profilul hidric mediu fiind de 66% pentru primul an și 65% pentru al doilea an. În martie, umiditatea profilului a fost de peste 90% în orizontul A, 80-90% în orizontul A/C și 55-60% în orizonturile C și D, crescând în iunie până la 85-90% în orizontul A și până la 90-95% în orizontul C. În perioada uscată următoare, rezervele de umiditate s-au diminuat la 30-35% pe întregul profil, în septembrie toate valorile fiind în intervalul de ofilire. Refacerea rezervelor de umiditate a avut loc în februarie pentru orizontul J, în martie pentru orizontul A/C și în aprilie pentru orizontul C. În iulie, umiditatea profilului este de 60—70% pentru întregul profil, fiind în continuă scădere.

Rezultatele arată că pe același sol, culturile cultivate în condiții climatice identice cresc și se dezvoltă la umiditate diferită a solului. Din acest punct de vedere, cele mai bune condiții le-au avut mazărea, al cărei profil hidric a prezentat valori cuprinse între 80 și 95%, cu o stocare importantă a apei în orizonturile inferioare C și D. Cele mai nefavorabile condiții le-au prezentat ierburile perene, care pe lângă profilul hidric mediu mic, indică și o epuizare a stocării umidității din orizonturile inferioare. Celelalte plante, porumbul, ovăzul, floarea-soarelui și grâul, se situează între aceste două extreme, având tendința de a se apropia de mazăre (fig.8).

INFLUENȚA CULTURII ANTERIOARE ASUPRA DINAMICII UMIDITĂȚII

DIN ACEEAȘI PLANTĂ

A fost investigată dinamica umidității solului la grâu după ce a fost cultivat, la mazăre, porumb și ierburi perene (tabelul 3). Rezultatele obținute au demonstrat că culturile anterioare influențează puternic aprovizionarea cu apă a următoarelor culturi.

Fig. 4. Dinamica umidității solului la cernoziomul de castan în timpul perioadei de vegetație a florii-soarelui (în procente [din capacitatea câmpului]).

P] Luni - umiditate disponibilă

**vj Disponibil sotimoisture**

cultura aripioară. La grâu, cea mai bună alimentare cu apă a avut loc după pârloag (profil hidric mediu 88%, iar cea mai mică după ierburi perene (61%). Deși după mazăre și porumb profilul hidric mediu a fost similar (71% și 69%), în orizonturile inferioare C și D

stocarea apei a fost mai mare după mazăre, demonstrând importanța culturilor anterioare cu o perioadă scurtă de cultivare (culturi pe jumătate pârloage).

Graficele de umiditate (fig. 9-12) arată că cele mai mari diferențe în aprovizionarea cu apă a solului se găsesc în toamnă. În octombrie, rezerva de umiditate a solului a fost de 35-40% după ierburi perene, 45-50% după porumb, 40-50% după mazăre și 70-74% după pârloag. În martie a atins 80-90% (în orizonturile A și A/C) și 45-50% (în orizonturile C și D) după ierburi perene; 80-90% (în orizonturile A și A/C), 60-65% (în orizontul C) și 45% (în orizontul D) după porumb și mazăre; > 90% după pârloag. La recoltarea grâului, umiditatea solului se ridică la 60-70% pe întregul profil, cu excepția orizontului D după ierburi, care avea doar 50% umiditate.

## DINAMICA CARACTERISTICĂ A UMIDITĂȚII ÎN CONFORMITATE CU DIFERITE SISTEME

Dinamica umidității a fost, de asemenea, investigată (după culturile recoltate la începutul verii, precum și după culturile recoltate târziu în toamnă) în perioada premergătoare semănatului de toamnă și primăvară. Rezultatele medii sunt prezentate în tabelul 4. Comparativ cu rezultatele anterioare, un aspect important

*Tabelul 4*

**Profilul hidric mediu (în procente din capacitatea câmpului) în perioada de la recoltarea culturii anterioare până la semănatul culturii următoare**

Eu: 17

**QJ CC A3 W CO2 LU ^ o**

**⍰0 OJ cc A3 U**

**CO**

**cu cc ro u un**

**2 1X1 ^ O**

**5 'S cc «5 O cn**

**Gl CC (U u**

17 ani

Pierderile de apă au avut loc în perioada în care solul a fost descoperit de culturi; aceste pierderi pot fi recuperate doar parţial de precipitațiile de toamnă și iarnă. Culturile de iarnă au fost semănate în condiţiile de umiditate cea mai scăzută (35% și 48% în orizontul Aa). Culturile de primăvară au fost semănate cu un conținut de apă mai mare, în special după recoltarea culturilor din toamnă.

concluzii

În condiții climatice identice, stocarea umidității disponibile este influențată în mare măsură de practicile de gestionare a solului care vizează promovarea acumulării și stocării apei în sol.

În cadrul procesului natural de dinamică a umidității solului în zonele de stepă, s-au constatat diferențe cantitative între plantele cultivate. Culturile cu o perioadă de vegetație scurtă prezintă o bună alimentare cu apă, în timp ce culturile recoltate toamna suferă un deficit de umiditate în a doua parte a perioadei de vegetație. Ierburile perene au avut cea mai mică rezervă de umiditate, care a scăzut până la limita inferioară a intervalului de ofilire pe întregul profil.

Dinamica umidității solului cultivat cu aceeași cultură a fost diferită, în funcție de cultura anterioară. Cea mai bună alimentare cu apă s-a înregistrat după culturi semi-închise, cea mai slabă după culturi cu o perioadă lungă de vegetație. Chiar și după un an de cultivare a grâului, în urma ierburilor perene, stocarea umidității în orizonturile inferioare nu s-a refăcut.

Au fost evidențiate diferențe în ceea ce privește stocarea apei în sol, în funcție de sistemul de prelucrare a solului. Cea mai mică rezervă de apă a culturilor de iarnă se observă la perioada de semănat, chiar dacă acestea au urmat culturilor recoltate vara sau toamna.

REZUMAT

Cercetări au fost efectuate în zona de stepă, pe o perioadă de trei ani, asupra dinamicii umidității unui cernoziom de castan. A fost evidențiat efectul diferitelor culturi și practici de gestionare a solului asupra umidității orizonturilor de sol și asupra profilelor hidrice medii.

REZUMAT

Cercetări privind dinamica umidității cernoziomului de castan au fost efectuate timp de trei ani în zona de stepă. A fost evidențiat efectul diferitelor plante cultivate și practici de întreținere a solului asupra conținutului de umiditate al orizonturilor de sol și a profilului mediu al apei.

FINANȚARE

Studiile privind dinamica umidității unui sol cernoziom de culoare castaniu au fost efectuate pe o perioadă de trei ani în zona de stepă. A fost evidențiat impactul diferitelor culturi și măsuri agrotehnice asupra umidității orizontului solului și a profilului hidrologic mediu.

Eu 17

DISCUȚII

FFR KOENIGS (Olanda).] Care este influența culturii anterioare asupra randamentului grâului următor?

SI MOTA. Randamentele de grâu depind de cantitatea de apă din sol, care este diferită în funcție de planta anterioară. La aceeași doză de îngrășăminte, cel mai mare randament se obține după pârloag, imediat urmat de grâu după mazăre, care reprezintă de fapt o jumătate de pârloag. Urmează grâul după porumb. Cele mai mici randamente, mai puțin de 50% din tratamentul cel mai favorabil, se obțin după ierburi perene; această cultură nu are, de fapt, nicio perspectivă practică în această zonă, deoarece epuizează stocul de apă din straturile adânci ale solului.



## COMPOZIȚIA AERULUI DIN SOL ȘI RATA DE DIFUZIE A OXIGENULUI ÎN COLOANELE DE SOL LA DIFERITE ÎNĂLȚIMI DEASUPRA UNEI PÂNZE FRAPTICE

KJ KRISTENSEN, H. ENOCH

INTRODUCERE

Majoritatea speciilor de plante cultivate necesită o anumită concentrație de oxigen în mediul lor de înrădăcinare pentru a menține o dezvoltare sănătoasă a rădăcinilor și pentru absorbția elementelor nutritive și a apei. Din numeroase experiențe practice și experimentale se știe că o pânză freatică stagnantă aproape de suprafața solului constituie, pentru majoritatea solurilor, o barieră pentru creșterea rădăcinilor majorității speciilor de plante cultivate. Este rezonabil să presupunem că acest efect restrictiv este cauzat de lipsa

de oxigen, posibil combinată cu un conținut ridicat de dioxid de carbon. Unul dintre principalele scopuri ale drenării solurilor îmbibate cu apă este de a facilita aerarea straturilor mai profunde ale solului și, prin urmare, de a asigura suficient oxigen pentru o creștere și o dezvoltare sănătoasă a rădăcinilor plantelor.

În continuare, va fi oferită o scurtă descriere a unui montaj experimental pentru studiul de laborator al modificării aerării solului care apare pe măsură ce se apropie de o pânză freatică sagnantă. De asemenea, este descris un aparat ieftin și convenabil pentru analiza micro-probelor de aer (aproximativ 0,005 cm). Sunt prezentate și discutate rezultatele obținute pentru trei soluri diferite.

TEHNICĂ ȘI APARAT

Investigațiile sunt efectuate în laborator. Solurile sunt uscate la aer și apoi trecute printr-o sită cu găuri rotunde de 2 mm. Cilindrii care conțin solul sunt realizați din tuburi de plexiglas cu un diametru interior de 5,4 cm. Fiecare cilindru este format din zece bucăți de 5 cm lungime, asamblate cu benzi de cauciuc.

Solurile experimentale sunt introduse în cilindri folosind o procedură standardizată pentru a obține o umplutură cât mai uniformă posibil. Compoziția texturală a solurilor este dată în tabelul 1. Cele trei soluri vor fi denumite mai jos I, II și III, așa cum se arată în tabel.

I. 18 4 •>. *: ^V. . • ;>«-..'• . . ••■ „■

H.!

*Tabelul 1*

**Compoziția texturală a solului experimental, procent din greutatea solului uscat**

Se observă că solurile au aproape același conținut de materie organică și nisip fin, dar diferă în ceea ce privește conținutul de argilă, nămol și nisip grosier. Conținutul de argilă și nămol crește, iar nisipul grosier scade în ordinea de la I la III.

Conținutul de apă și densitatea volumetrică a diferitelor secțiuni de 5 cm, determinate imediat după finalizarea experimentului, sunt prezentate în tabelul 2.

*Tabelul 2* .

**Conținut de apă în volum și densitate vrac la intervale de 5 cm**

Cu excepția solului II, 0-5 cm, se pare că există o uniformitate destul de bună în coloane, iar greutatea volumică în diferitele soluri este aproape aceeași. Secțiunea 0-5 cm a fost umplută doar parțial cu sol și, prin urmare, determinarea a fost incertă.

Configurația experimentală este prezentată în figura 1 A. În mijlocul fiecărei secțiuni se forează o gaură în care se introduce un dop special de cauciuc (a). Acest dop de cauciuc are o gaură mică în centru pentru montarea unei camere de difuzie (figura 1 B și C) și pentru introducerea microelectrodului de platină. Piesele în T (6) din partea stângă sunt utilizate pentru electrodul de referință. Partea inferioară a cilindrului din figura 1 A este parțial umplută cu nisip și este prevăzută cu un orificiu de admisie a apei.

După ce cilindrii sunt umpluți cu solul experimental, se introduc camerele de difuzie. Configurația este apoi plasată în apă, iar nivelul pânzei freatice este menținut constant cu ajutorul unui dispozitiv Mariotti la un nivel de aproximativ 40 cm sub suprafața solului. Solurile sunt acum lăsate pentru obținerea saturației și echilibrării.

**4**

Fig. 1. Configurația experimentului și camerele de difuzie. Pentru detalii, vezi textul.

•I. 18

•I. 18

librium. Măsurătorile cu microtensiometre (care nu sunt prezentate în figură) au arătat că, după saturația capilară, sucția a fost la toate înălțimile egală cu înălțimea deasupra pânzei freatice atunci când evaporarea de la suprafața solului a fost scăzută, ca în acest experiment.

Camera de difuzie utilizată este prezentată în poziție montată în figura 1 B.

O picătură de mercur (c) se află chiar în interiorul gurii unui vârf de sticlă modelat.

difuzie între cameră și sol. Vârful de sticlă este prevăzut cu o bucată scurtă de tub transparent din plastic (e), închis cu o tijă de sticlă (f). Volumul total al camerei este de aproximativ 0,2 cm3.

Înainte de a scoate camera, aceasta este înclinată ușor în sus. Picătura de mercur închide apoi orificiul de admisie (fig. 1 C). Când gura camerei de difuzie are un diametru interior de 1—1,5 mm, aceasta va fi suficient de mică pentru a împiedica scurgerea picăturii de mercur. Proba de aer poate fi acum transferată în aparatul de analiză fără pericolul de amestecare cu aer „străin". Analiza probei de aer se efectuează imediat după scoaterea camerei din coloana de sol.

Probele de aer din sol obținute sunt analizate pentru conținutul de oxigen și dioxid de carbon, utilizând o modificare a aparatului Krogh (1908) pentru analiza micro-probelor de aer. Acest aparat este prezentat schematic în figura 2. În partea inferioară este prezentată modificarea, un dispozitiv utilizat pentru introducerea micro-probei de aer care urmează să fie analizată fără a o aduce în contact cu apa și aerul.

La introducerea probei, tubul de plastic al camerei de difuzie este apăsat ușor, astfel încât picătura de mercur să se extrudeze. Vârful lanțului

Apoi, mercurul este trecut printr-o picătură de apă suspendată și este presat printr-o punctie din dopul de cauciuc (a) în mercurul de deasupra (6). O cantitate mică din probă este presată afară din cameră și se deplasează în sus către camera de reacție (c). Cu ajutorul unui șurub micrometric (d), o cantitate adecvată (aproximativ 0,005 cm3 pentru aparatul în cauză) din probă este preluată în tubul capilar gradat (e). Dispozitivul utilizat pentru introducerea probei de aer este apoi îndepărtat, lăsând camera de reacție umplută cu apă. Surplusul de aer din camera de reacție este îndepărtat prin întoarcerea aparatului cu susul în jos. Se măsoară lungimea probei în tubul capilar. Apoi, apa din camera de reacție este înlocuită cu un absorbant de dioxid de carbon (30% KOH), iar cu ajutorul șurubului micrometric, proba este returnată în camera de reacție. Când este eliberată de dioxid de carbon, proba este măsurată din nou și apoi returnată pentru absorbția oxigenului într-o soluție care conține 45% KOH și 7% pirogalol. După o măsurare finală a probei, compoziția acesteia poate fi calculată pe bază de volum.

Temperatura va avea un anumit efect asupra analizei. Pentru a minimiza acest efect, tubul capilar este înconjurat de un tub de sticlă (f) care conține apă. Rezultatele pot fi corectate în

funcție de variația temperaturii în timpul analizei, dar acest lucru nu este, în general, necesar, deoarece timpul necesar este de doar câteva minute pentru o persoană calificată.

Rata de difuzie a oxigenului în faza lichidă a solului a fost măsurată conform principiilor date de Lemon și Erickson (1952, 1955). Electrodul de platină utilizat are un diametru de 0,5 mm și o lungime de 4,5 mm. Electrodul este introdus prin orificii imediat după îndepărtarea camerei de difuzie. Celula de referință argint-clorură de argint a fost plasată în ramura laterală (figura 1b) cea mai apropiată de înălțimea de măsurare. Solul din această ramură laterală este umezit cu clorură de potasiu înainte de măsurare, iar când celula de referință este îndepărtată din nou, solul este reînnoit pentru a preveni difuzia sării în solul experimental.

REZULTATE

Coloanele de sol au fost menținute la temperatura camerei (23° ± 1°Q) timp de o săptămână, cu nivelul pânzei freatice menținut constant înainte de a fi determinată compoziția aerului din camerele de difuzie. În același timp, a fost măsurată rata de difuzie a oxigenului. Rata de difuzie a oxigenului va fi prescurtată mai jos la ODR, iar numerele date vor avea unitatea: gm x 10'8 $cm^{-2}$ $min^{-1}$.

Rezultatele măsurătorilor efectuate în cele trei soluri sunt prezentate în figura 3. În partea stângă a acestei figuri se arată că, pe măsură ce ne apropiem de pânza freatică, compoziția aerului din sol se modifică considerabil. Pentru toate solurile, conținutul de oxigen scade la aproximativ zero, iar conținutul de dioxid de carbon crește la aproximativ 20% înainte de a atinge pânza freatică. Suma celor două gaze se ridică la aproximativ 21% la toate adâncimile, până la aproximativ 10 cm de apa freatică.

Pentru cele mai grele soluri (III) există o scădere considerabilă a conținutului de oxigen deja la o distanță de 25-30 cm de pânza freatică. În solul cu cel mai scăzut conținut de argilă (1), conținutul de oxigen nu este redus apreciabil.

Fig. 3. Compoziția aerului din sol și rata de difuzie a oxigenului la diferite altitudini deasupra pânzei freatice permanente.

IB

**I. ESTE**



**I. ESTE**

la o distanță de aproximativ 15 cm de pânza freatică. Solul II se află între celelalte două soluri. În această serie experimentală nu a fost posibil să se obțină probe fiabile până la pânza freatică. Principala problemă a fost cauzată de formarea picăturilor de apă la intrarea camerei de difuzie, care au blocat astfel calea de difuzie.

Ratele de densitate organică (ODR) pentru cele trei soluri sunt prezentate în partea dreaptă a figurii 3. Au fost efectuate mai multe măsurători la fiecare nivel. S-a constatat o variație destul de mare în cadrul replicatelor. Această variație este în mod natural cea mai mare pentru cele mai mari valori 0D7?. Pentru valorile scăzute găsite în apropierea pânzei freatice, s-a constatat o bună concordanță. Variația poate fi explicată parțial prin „structura granulară" tipică a solului experimental. Deoarece unitățile structurale individuale pot avea un diametru de până la 2 mm, comparativ cu diametrul electrodului de 0,5 mm, vor exista posibilități destul de bune pentru o geometrie diferită în jurul electrodului de la o măsurătoare la alta. Fiecare element structural individual va avea o aerare independentă, așa cum a fost discutat de Currie (1961). Prin urmare, ODR va depinde într-o oarecare măsură de trecerea electrodului prin sau printre elementele structurale.

Valorile ODl⁻ prezentate în figura 3 nu sunt corectate pentru curentul rezidual. Referindu-ne la figură, acest curent se ridică aparent la o valoare egală cu aproximativ 5 unități OPR. Aceasta este de același ordin de mărime ca cea descoperită de Cowey și Lemon (1962).

ODR scade pe măsură ce conținutul de oxigen din aerul din sol scade și, de asemenea, pe măsură ce calea de difuzie în faza lichidă crește (adică pe măsură ce conținutul de apă crește). Relația dintre acești factori a fost dată de Lemon (1962) și poate fi scrisă:

*ODR — ^DfL (Cr ^p)*
*.              În R —Inr,*

unde De este coeficientul de difuzie efectivă pentru oxigen în matricea care înconjoară absorbitorul de oxigen (electrod sau rădăcina plantei), L este lungimea absorbitorului, CR și CP activitatea oxigenului la suprafața absorbitorului și, respectiv, la interfața aer-lichid, iar re = R reprezintă calea de difuzie. Conform acestei ecuații, ODR este direct proporțională cu concentrația de oxigen din aerul din sol și invers proporțională cu calea de difuzie și, prin urmare, cu conținutul de apă. Această din urmă relație a fost demonstrată și de Lemon și Kristensen (1960).

. Se pare că există o relație liniară rezonabilă pentru valorile ODR mai mici. Răspândirea punctelor pentru valorile mai mari se poate datora parțial condițiilor menționate mai sus.

Figura 5 prezintă ODR reprezentat grafic în funcție de conținutul de oxigen din aerul din sol pentru toate solurile. După cum se arată, ODR va fi în general sub 20 atunci când „conținutul de oxigen" ajunge la 14% sau mai puțin. Presupunând că valorile ODR de 20 sunt critice pentru creșterea rădăcinilor (Bertrand și Kohnke, 1957; Lemon și Erickson, 1952; Letey și colab., 1961, 1962; Stolzy și colab., 1961; Wiersma și Mortland, 1953), se observă că, în multe cazuri, solurile care au un conținut de oxigen de până la 14% în aer nu vor putea

susține creșterea rădăcinilor, deși majoritatea speciilor de plante vor prospera bine în culturi acvatice cu un conținut de oxigen considerabil mai scăzut.

**0> C cre**

**Tennessee**

Fig. 4. Rata de difuzie a oxigenului în funcție de oxigenul din aerul din sol (procente vol.) în funcție de conținutul de apă din sol (procente vol.).

Î: Scanat cu OKEN

**0,. Vo/. % 25r**

Fig. 5. Rata de difuzie a oxigenului în funcție de conținutul de oxigen din aerul din sol.

*100 120 HO*

*ODR.gm'IO cm m<n*

DISCUŢIE

Rezultatele prezentate arată o scădere drastică a conținutului de oxigen din aerul din sol pe măsură ce ne apropiem de pânza freatică. Simultan, conținutul de dioxid de carbon crește în aceeași rată. Nu există un acord complet asupra faptului dacă lipsa de oxigen sau surplusul de dioxid de carbon face ca un astfel de mediu să fie nepotrivit pentru rădăcina majorității plantelor cultivate. O parte a literaturii de specialitate (Michael și Bergman, 1954; Rajappan și Boynton, 1960; Stolwijk și Thimann, 1957) raportează rezultate care indică faptul că

dioxidul de carbon provoacă principalele daune. Harris și van Bavel (1957) au descoperit limitări de creștere a tutunului atunci când raportul $CO_2/O_2$ depășea unitatea, dar, în general, se constată că concentrația de dioxid de carbon poate fi foarte mare (25-40%) înainte de a se produce daune. Cea mai mare parte a literaturii de specialitate (de exemplu, Childs, 1941; Gingrich și Russell, 1956; Harris și van Bavel, 1957; Leonard și Pinckard, 1946) arată că deficitul de oxigen limitează în principal creșterea plantelor în condiții de aerare deficitară. Concentrația reală de oxigen la care se produc daunele pare să varieze considerabil. Aceasta depinde în mod rezonabil de specia plantei, stadiul de dezvoltare, temperatura solului și proprietățile solului.

Un motiv pentru rezultatele variate și chiar contradictorii prezentate în literatura de specialitate este acela că nu concentrația de oxigen din aerul din sol în sine, ci mai degrabă concentrația de la suprafața rădăcinilor determină starea oxigenului din punctul de vedere al plantelor. Pentru o anumită intensitate a respirației, aportul de oxigen la rădăcini va depinde, așadar, atât de concentrația de oxigen din aerul din sol, cât și de rezistența la difuzie în lichidul care înconjoară rădăcina. ODR-ul, care ia în considerare ambii acești factori, ar trebui să fie un parametru util pentru caracterizarea aerării solului.

În ultimii ani, mai mulți cercetători au descoperit o relație caracteristică între creșterea rădăcinilor și ODR (Rapid Reduction - Reducerea Intensității Creșterii). Lemon și Erickson (1952) au constatat că valorile ODR de 20-40 sunt critice pentru creșterea rădăcinilor de tomate. Wiersma și Mortland (1953) și Bertrand și Kohnke (1957) au constatat că valorile de 20-30 sunt critice pentru rădăcinile sfeclei de zahăr și ale porumbului. Letey și colab. (1961, 1962) și Stolzy și colab. (1961) au constatat că valorile de 15-25 sunt critice pentru creșterea rădăcinilor la floarea-soarelui, bumbac, orz și gura-leului. Proporționalitatea dintre ODR și intensitatea creșterii este raportată pentru diferite specii de plante până la valori ODR de 50-70 (Cline și Erickson, 1959; Doyle și McLean, 1958; Erickson și van Doren, 1960). Cererea pare să varieze în funcție de speciile de plante și de stadiul de dezvoltare. În special germinarea pare să necesite valori ODR ridicate. Hanks și Torph (1956) și Jackson (1962) au descoperit că germinarea satisfăcătoare a grâului și a cartofului necesită valori ODR de 60 până la 80.

În figura 3 există o linie întreruptă la ODR = 20. În conformitate cu majoritatea literaturii citate, se presupune că creșterea rădăcinilor se oprește practic la valori mai mici. Presupunând că acest lucru este corect, se observă că creșterea rădăcinilor se va opri la o distanță de aproximativ 30 cm de pânza freatică în solul III, în timp ce va continua până la aproximativ 15 cm de pânza freatică în celelalte două soluri. Presupunând că creșterea rădăcinilor depinde de ODR până la 50, nu vor exista posibilități de dezvoltare satisfăcătoare a rădăcinilor în cel mai greu dintre soluri (III). Pare rezonabil să presupunem că pe solurile mai grele o dezvoltare satisfăcătoare a rădăcinilor...

Dezvoltarea nu poate avea loc în vecinătatea pânzei freatice. Lipsa volumului de rădăcini în condiții de pânză freatică stagnantă poate, pe astfel de soluri, complica alimentarea cu apă în perioadele cu evaporare ridicată. ^^Deoarece aceste puține investigații preliminare sunt efectuate în condiții de laborator și cu soluri perturbate, rezultatele pot să nu fie direct

aplicabile condițiilor de teren. Ar putea fi rezonabil, totuși, să presupunem că acolo unde există pânze freatice stagnante și puțin adânci în câmp, condițiile pot fi chiar mai rele decât cele demonstrate aici.

REFERINȚE

Bertrand, AR, Kohnke, H., 1957, Condițiile subsolului și efectul acestora asupra aportului de oxigen și creșterii rădăcinilor de porumb. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, 135—140.

Childs, WH, 1941, Fotosinteza, transpirația și creșterea merilor sub influența diferitelor

*concentrațiile de oxigen și dioxid de carbon din atmosfera solului. Proc. Amer. Soc. Hort. Sci., 38, 179—180.*

creșterea, randamentul și compoziția chimică a mazărei. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 23, 333—335.

Cowey, W., Lemon., ER, 1962, Aerarea solului și relațiile dintre rădăcinile plantelor: IV. Testarea modelului cilindric în cazul tranzitoriu. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26, 526—530.

Currie, JA, 1961, Difuzia gazoasă în aerarea solurilor agregate. Soil Sci., 92, 40-45.

Doyle, J., J., Me. Lean, AA, 1958, Efectul dimensiunii agregatelor de sol asupra disponibilității oxigenului și asupra creșterii tomatelor. Canad. Journ. Soil Sci., 38, 143—146.

Erickson, AE, Van Doren, DM, 1960, Relația dintre creșterea și randamentul plantelor și disponibilitatea oxigenului în sol. 7. Congresul Internațional de Știința Solului, Madison IV, 428—434.

Gingrich, JR, Russell, MB, 1956, Efectul tensiunii umidității solului și al concentrației de oxigen asupra creșterii rădăcinilor de porumb. Agronomy Journ., 48, 517—520.

Hanks, RJ, Torph, FC, 1956, Răsărirea răsadurilor de grâu în raport cu conținutul de umiditate al solului.

*densitatea în vrac, rata de difuzie a oxigenului și rezistența crustei. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 20, 307—310.*

Harris, DC, Van Bavel, CHM, 1957, Creșterea, randamentul și absorbția apei la plantele de tutun, influențate de compoziția atmosferei radiculare. Agronomy Journ., 49, 11-14.

Jackson, LP, 1962, Relația dintre aerarea solului și creșterea răsadurilor de cartofi. Amer. Potato Journ., 39, 436—438.

Krogh, A., 1908, Despre microanaliza gazelor. Scand-Arc. Physiol., 20, 279—288.

Lemon, ER, 1962, „Aerarea solului și relațiile cu rădăcinile plantelor". I. Theory. Agronomy Journal., 54, 167-170.

Lemon, ER, Erickson, AE, 1952, Măsurarea difuziei oxigenului în sol cu un

*microelectrod de platină. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16, 160—163.*

1955, Principiul microelectrodului de platină ca metodă de caracterizare a aerării solului. Soil Sci., 79, 383—392.

Lemon, E. R., Kristensen, KJ, 1960, O expresie edafică a structurii solului. 7. Congresul Internațional de Știința Solului, Madison, 1, 232-240.

Leonard, OH, Pinckard., J, A., 1946, Efectul diferitelor concentrații de oxigen și dioxid de carbon asupra dezvoltării rădăcinilor de bumbac. Plant Physiol., 21, 18-36.

Letey, J., Stolzy, LH, Blank, GB, Lunt, OR, 1961, Efectul temperaturii asupra diferenței de oxigen-

Letey, J., Stolzy, LH, Valoras, N., Szuszkiewicz, (TE, 1962, Influența oxigenului din sol asupra creșterii și concentrației de minerale a orzului. Agronomy Journ. 54, 538—540.

Michael, G., Bergman, W., 1954, Bodenkohlensäure und Wurzelwachstum. Zeiths. Pfl. Ernähr Düng., 65, 180—194. '...•......;

Rajappan, PV, Boynton, D., 1960, Răspunsurile sistemelor radiculare de zmeur negru și roșu la diferite:

*Presiune diferită de oxigen și dioxid de carbon la temperaturi tive. Proc. Amer. Soc. Hort. Sci., 75, 402—406.*

SXOLWIJK, JHJ, THIMANN, KV, 1957, Despre absorbția dioxidului de carbon și bicarbonatului de către rădăcini și influența acesteia asupra creșterii. Plant Physiol., 32, 513—520.

Stolzy, LH, Szuszkiewicz, TE, Lunt, OR, 1961, Ratele de creștere și difuzie ale ulucilor în funcție de concentrația de oxigen. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 25, 463—467.

Wiersma, D., Mortland, MM, 1953, Răspunsul sfeclei de zahăr la fertilizarea cu peroxid și relația sa cu difuzia oxigenului. Soil Sci., 75, 355-360.

REZUMAT

Este oferită o scurtă descriere a unui laborator pentru studiul modificării compoziției aerului din sol și a ratei de difuzie a oxigenului pe măsură ce se abordează o pânză freatică stagnantă. De asemenea, este descris un aparat ieftin și convenabil pentru analiza micro-probe de aer. Rezultatele pentru trei soluri diferite, cu conținut de argilă variabil (5,6%, 10,5% și 15,5%), arată că conținutul de oxigen scade la zero, iar conținutul de dioxid de carbon crește la aproximativ 20% înainte de a fi atinsă pânza freatică. Suma celor două gaze este de aproximativ 21 la toate adâncimile. Modificarea compoziției aerului din sol are loc în succesiunea așteptată pentru cele trei soluri. Cel mai greu dintre ele prezintă o modificare

drastică la o distanță mai mare de pânza freatică decât cel mai ușor. De asemenea, rata de difuzie a oxigenului scade rapid odată cu creșterea adâncimii solului și ajunge practic la zero înainte de a fi atinsă pânza freatică.

RELUA

Este oferită o scurtă descriere a unui sistem de laborator pentru studierea modificărilor compoziției aerului din sol și a ratei de difuzie a oxigenului atunci când se apropie o pânză freatică stagnantă. De asemenea, este oferită o descriere a unui aparat ieftin și convenabil pentru analizarea microprobelor de aer. Rezultatele pentru trei soluri separate cu conținuturi diferite de argilă (5,6, 10,5 și 15,5%) arată că conținutul de oxigen scade la zero, iar conținutul de dioxid de carbon crește la aproximativ 20% înainte de a fi atins planul pânzei freatice. Suma celor două gaze este de aproximativ 21 la toate adâncimile. Modificarea compoziției aerului din sol are loc pentru toate cele trei soluri în secvența așteptată. Solul cu textură fină prezintă o modificare drastică la o distanță mai mare de pânza freatică decât cel mai nisipos. În mod similar, rata de difuzie a oxigenului scade rapid odată cu creșterea adâncimii solului și ajunge practic la zero înainte de a fi atinsă pânza freatică.

REZUMAT

Este prezentată o scurtă descriere a unei instalații de laborator pentru studierea modificărilor compoziției gazelor din sol și a ratei de difuzie a oxigenului la apropierea de o pânză subterană stagnantă. De asemenea, este descris un dispozitiv ieftin și util pentru analiza microprobelor de aer. Rezultatele pentru trei soluri care diferă în ceea ce privește conținutul de argilă (5,6, 10,5 și 15,5%) arată că conținutul de oxigen scade la zero și că conținutul de dioxid de carbon crește cu aproximativ 20% înainte de a fi atinsă pânza subterană. Suma celor două gaze este de aproximativ 21% în toate cazurile. Modificarea compoziției gazelor din sol

18 ani

Poziția celor trei soluri apare în ordinea așteptată. Cel mai greu dintre ele prezintă o schimbare drastică la o distanță mai mare de pânza freatică decât cel mai ușor. Rata de difuzie a oxigenului scade, de asemenea, rapid odată cu creșterea adâncimii solului, ajungând practic la zero înainte de a fi atinsă pânza freatică.

DISCUȚIE

P. BRUIN (Olanda). Ați determinat distribuția spațiului porilor?

KJ KRISTENSEN. Nu, nu am făcut-o

D. KIRKHAM (SUA). Au fost luate în considerare diferite niveluri de materie organică în experimentele dumneavoastră?

KJ KRISTENSEN. Nu, conținutul organic a fost același pentru toate solurile. Solurile diferă doar prin conținutul de argilă și nămol.

***CONGRESUL INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964, AL 8-LEA***

## NOI TEHNICI PENTRU AERAREA SOLULUI
## ȘI RĂSPUNSUL PLANTELOR

AE ERICKSON, JM FULTON, G. II. BRANDT

Legătura dintre structura solului și creșterea plantelor este o problemă complexă și dificilă. Faptul că sistemul este și dinamic sporește dificultatea.

Adesea, studiile structurii solului nu numai că neglijează caracterul dinamic al sistemului, dar încearcă să descrie o anumită proprietate izolată a structurii și să o coreleze cu răspunsul plantelor, fără a lua în considerare diverșii alți factori care influențează sistemul. Luarea în considerare a schimbărilor care apar într-un pat germinativ după arat ilustrează complexitatea problemei.

După arat, patul germinativ constă dintr-un sortiment de agregate mai mult sau mai puțin laxe. În timp, aratul, precipitațiile, traficul și intemperiile determină rearanjarea, tasarea și coagularea agregatelor într-o matrice sau o țesătură. Această matrice, care este de obicei măsurată prin analiza distribuției dimensiunii porilor, este scheletul pe care se susține apa din sol, iar atât matricea, cât și apa determină proprietățile de aerare. Deși excesul de apă poate limita schimbul de aer în sol, cantitatea de apă din sol este extrem de variabilă. Cantitatea de apă din sol depinde nu numai de matrice, ci și de furnizarea din precipitații sau irigații și de eliminarea prin drenaj și evapotranspirație. Cu toate acestea, randamentul final al unei culturi va depinde de capacitatea solului de a furniza apă și aer rădăcinilor plantelor pe tot parcursul sezonului. A încerca să corelezi analizele agregatelor cu răspunsul plantelor înseamnă a presupune că toți ceilalți factori, cum ar fi vremea, sunt constanți și vor fi aceiași în sezonul următor. A corela adecvarea apei și a oxigenului la plante pe tot parcursul sezonului de creștere pare a fi primul pas și cel mai scurt pas pentru a înțelege influența structurii solului asupra creșterii plantelor. În regiunile umede sau în condiții de irigații adecvate, unde apa nu este limitatoare, problema poate fi simplificată la studiul disponibilității oxigenului. Aceasta a fost justificarea studiilor noastre privind ratele de difuzie a oxigenului, deoarece acestea se referă la creșterea și randamentul plantelor în regiunea umedă.

I, 19, .

Folosind tehnica microelectrodului de platină a lui Lemon și Erickson (1952, 1955), Erickson și van Doren (1960) și alții au demonstrat relevanța acestor măsurători ale disponibilității oxigenului din sol pentru creșterea și randamentul plantelor. Au fost definite

limitele disponibilității oxigenului pentru creșterea optimă a plantelor și au fost raportate unele date privind efectele pe termen scurt ale sufocării plantelor.

Studiile noastre recente au avut două obiective: 1) să determine dacă există o reacție biochimică a plantei care ar putea fi utilizată pentru a indica sufocarea sau sufocarea parțială și 2) să conceapă o metodă de determinare a concentrației de oxigen din peliculele de umiditate a solului din mediul radicular. Dacă primul obiectiv ar putea fi atins, ar fi posibil un test al țesuturilor vegetale pentru deficiența de oxigen din sol. Acest lucru ar simplifica studiile privind adecvarea aerării solului pentru o anumită cultură la un anumit moment. Dacă al doilea obiectiv ar fi atins, ar fi posibil să se măsoare cererea biologică de oxigen în întreaga structură a solului și să se corecteze ratele de difuzie a oxigenului pentru aceste diferențe de concentrație de oxigen. Măsurarea difuziei ar fi atunci o caracteristică a structurii solului în sine.

TESTUL ȚESUTURILOR VEGETALE PENTRU STRESUL DE OXIGEN DIN SOL

Studiile noastre asupra reacțiilor biochimice ale plantelor s-au concentrat în funcție de concentrația de alcool etilic (Kenefick, 1962; Fulton și James 1963). S-a considerat că, în condiții de stres al oxigenului din sol, reacțiile de fermentație alcoolică pot avea loc în plante, cu o acumulare de alcool etilic. Roșiile cultivate în seră au fost utilizate ca plantă indicator. Un cromatograf de gaze cu detector de flacără cu hidrogen a fost utilizat pentru a măsura concentrațiile mici de alcool etilic din exudatele de xilem ale roșiilor. Plantele au fost cultivate normal până la momentul tratamentului. Tratamentele de stres cu oxigen au fost aplicate prin creșterea nivelului freatic din sol. Apoi, vârful plantei a fost tăiat cu un cuțit ascuțit. O mică bucată de tub de cauciuc a fost plasată la capătul tulpinii tăiate pentru a forma o cupă pentru a colecta exudatul de xilem, care a fost apoi transferat în cromatograf pentru determinarea alcoolului etilic. S-a constatat că nivelurile maxime de alcool etilic au atins un maxim la douăsprezece ore după începerea stresului de oxigen din sol, că roșiile acumulează mai mult alcool etilic la lumină decât la întuneric și că plantele care abia începuseră să înflorească acumulează mai mult alcool etilic decât plantele mai tinere.

Figura 1 prezintă relația dintre concentrația de alcool etilic din exudatul de xilem al plantelor de tomate și ratele medii de difuzie a oxigenului în zona rădăcinii. Roșiile cu trei flori deschise au fost supuse stresului de oxigen timp de douăsprezece ore la lumină. Această curbă este foarte similară cu curbele de creștere și randament obținute în alte experimente. Alcoolul etilic apare atunci când rata de difuzie a oxigenului scade sub o valoare de 38 x 10-8 g/cm$^2$ min-1, care este aceeași regiune critică în care răspund creșterea și randamentul plantelor. Alte studii (Fulton, 1963) demonstrează toxicitatea acestor concentrații de alcool etilic asupra creșterii plantelor.



Tabelul 1 prezintă concentrația de alcool etilic din exudatele de xilem ale mai multor plante diferite care au fost cultivate în seră, inundate timp de douăsprezece ore la lumină, și

concentrația de alcool etilic din exudatul de xilem determinată. Toate plantele erau înflorite, cu excepția tutunului care avea 15 cm înălțime și

sfecla de zahăr care avea 10-15 cm. Toate plantele stresate de oxigen au produs exudate de xilem care conțineau mai mult alcool etilic decât plantele normale. Cu excepția plantelor care necesitau exprimarea sevei plantei, concentrația de alcool etilic a plantelor normale a fost foarte scăzută. Se pare că aceste plante produc și acumulează alcool etilic atunci când sunt supuse stresului de oxigen din sol, iar acest principiu are o aplicație destul de largă la plantele de cultură.

Bucăți de țesut de tulpină au fost prelevate după decapitarea plantelor și plasate într-un vas, congelate rapid și depozitate timp de două luni. Acestea au fost ulterior

*Tabelul 1*

Concentrația de alcool etilic din exudatele de xilem ale plantelor de control și ale plantelor inundate timp de douăsprezece ore la lumină

• Fără exudat — țesut comprimat pentru a exprima fluidul.

**2 LU**

decongelate, fluidele exprimate și alcoolul etilic determinat. Deși exudatele și fluidul vegetal exprimat din țesuturi congelate și depozitate timp de două luni -o

nu au fost de acord exact, valorile au fost de același ordin de mărime. Aceste c

Tehnicile necesită încă teste pe teren, dar promit să producă un test pe țesuturi pentru deficiența de oxigen din sol. 00

CONCENTRAȚIA DE OXIGEN ÎN PELICULELE DE APĂ DIN SOL

O tehnică osciloscopică polarografică cu microelectrod care utilizează un fir de argint gol a fost dezvoltată pentru a măsura concentrația de oxigen în peliculele de apă din sol (Brandt și Gerald, 1963). Principiul este același ca cel pentru măsurarea ratelor de difuzie a

oxigenului cu microelectrod de platină (Lemon și Erickson, 1955), cu excepția faptului că se utilizează doar porțiunea foarte timpurie (prima secundă) a curbei timp-curent. În această porțiune a curbei, difuzia oxigenului către electrozi poate fi considerată liniară față de suprafața firului cilindric, iar curentul proporțional cu concentrația de oxigen. Se utilizează un electrod din fir de argint în loc de platină, deoarece suprafața este mai puțin reactivă decât suprafața de platină și oferă o reproductibilitate mai bună.

Procedura implică plasarea unui impuls pătrat de —0,65 volți, cu durata de 2 secunde, pe un fir de argint cu diametrul de 0,625 mm, acoperit cu Tygon, cu excepția vârfului de 4 mm. Circuitul este finalizat printr-o celulă de clorură de argint-argint cu o punte saturată de clorură de potasiu. Curbele de curent în funcție de timp sunt măsurate cu un osciloscop și înregistrate cu o cameră poloroid. Aria de sub curbă între 0,1 și 0,4 s este măsurată, deoarece în acest interval de timp acești electrozi dau o valoare constantă și teoretică a lui I/7. Electrozii sunt calibrați în suspensii de bentonită trei procente în $Na_2SO_4$ 0,01 N, care sunt la echilibru cu diferite presiuni parțiale de oxigen. Aceasta oferă o relație liniară între concentrația de oxigen și aria de sub curbă. Calibrările se repetă frecvent și, dacă calibrarea unui electrod se modifică apreciabil, acesta este anulat.

Pentru a ilustra capacitatea acestor electrozi, un bulgăre de sol uscat la aer, de 7,5 x 7,5 cm, a fost plasat într-un vas care a fost vidat de trei ori și în care s-a introdus un amestec gazos de 10% oxigen și 90% azot. Bulgărele a fost apoi umezit cu apă în echilibru cu un amestec de 10% oxigen și 90% azot, până la o aspirație de umiditate de aproximativ 10 cm. Electrozii de argint au înregistrat o medie de 11,5 ± 0,3% oxigen. Un bulgăre saturat cu aer, umezit cu apă saturată cu aer, a fost măsurat la 21% oxigen. Bulgărele saturat cu aer a fost apoi lăsat să stea timp de trei zile la 21°C. Electrozii aflați la 1 mm sub suprafață au măsurat 14% oxigen, în timp ce la o adâncime de aproximativ 3 mm au variat între 7,5 și 10,2% oxigen, iar la o adâncime de 5 cm au variat între 1,6 și 1,8% oxigen. Acest lucru demonstrează variabilitatea marcată a oxigenului în masa solului și confirmă descoperirile lui Brandt și colab. (1964) care au descoperit diferențe mari în activitatea microflorei și în ratele de difuzie a oxigenului la suprafață și în interiorul agregatelor.

**CD C craw co**

Această metodă promite să furnizeze date privind concentrația de oxigen, care pot fi utilizate pentru a corecta măsurătorile de difuzie a oxigenului, astfel încât ratele de difuzie a oxigenului să reflecte structura solului în sine, fără influența confundentă a absorbanților biologici de oxigen.

REFERINȚE

Brandt, Gerald H., 1963, Estimarea concentrațiilor de oxigen dizolvat în soluri goale.

Electrozi staționari din sârmă de platină. Teză de doctorat, Universitatea Statului Michigan, E. Lansing, Michigan.

EL, Wolcot, AR, Erickson, AE, 1964, Transformările azotului în sol în raport cu structura, umiditatea și rata de difuzie a oxigenului. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 28, 71-75.

Erickson, AE, Van Doren, DM, 1960, Relația dintre creșterea și randamentul plantelor și disponibilitatea oxigenului în sol. Trad. al 7-lea Congres Internațional de Știința Solului, Illinois, 428-434.

Fulton, James M., 1963, Relația dintre acționarea solului și acumularea de etanol și

*anumiți alți metaboliți din plantele de tomate. Teză de doctorat, Universitatea de Stat din Michigan, E. Lansing, Michigan.*

Kenefick, D., 1962, Formarea și eliminarea etanolului în rădăcinile de sfeclă de zahăr. Plant Phys. 37, 434—439.

Lemon, ER, Erickson, AE, 1952, Măsurarea difuziei oxigenului în sol cu un

*microelectrodc de platină. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16(2), 160—163.*

1955, Principiul microelectrodului de platină ca metodă de caracterizare a aerării solului. Soil Sci., 79(5), 383—392.

REZUMAT

O tehnică modificată cu microelectrozi este utilizată pentru a măsura concentrația de oxigen în soluția de sol din mediul radicular. Această metodă permite evaluarea consumului de oxigen în sol și face posibilă determinarea ratelor de difuzie a oxigenului datorate structurii solului în sine.

Studiile efectuate asupra exudatului de xilem al tomatelor arată o corelație strânsă între concentrația de alcool etilic și rata de difuzie a oxigenului în sol. Prin urmare, alcoolul etilic din seva plantei este propus ca test tisular pentru deficiența de oxigen din sol.

RELUA

O tehnică modificată cu microelectrozi este utilizată pentru a măsura concentrația de oxigen în soluția de sol din apropierea rădăcinii. Această metodă permite evaluarea consumului de oxigen în sol și face posibilă determinarea ratelor de difuzie a oxigenului care se datorează structurii solului în sine. Studiile asupra exudatelor de xilem de tomate arată o corelație strânsă între concentrația de alcool etilic și rata de difuzie a oxigenului în sol. Prin urmare, prezența alcoolului etilic în seva plantei este propusă ca test tisular pentru deficiența de oxigen din sol.

d. 19

• RETURNARE

O tehnică modificată cu microelectrozi este utilizată pentru a măsura concentrația de oxigen din soluția de sol din mediul radicular. Această metodă permite estimarea consumului de oxigen din sol și permite determinarea ratei de difuzie a oxigenului, care se datorează structurii solului în sine.

Studiile efectuate asupra exudatelor de xilem de tomate arată o corelație strânsă între concentrația de alcool etilic și rata de difuzie a oxigenului în sol. Prin urmare, prezența alcoolului etilic în seva plantei a fost propusă ca o sondă tisulară pentru deficitul de oxigen din sol.

DISCUŢIE

P. BRUIN (Olanda). Ați găsit vreo relație între conținutul de aer la diferite valori ale pF și rata de difuzie a O2?

AE ERICKSON. Nu am studiat încă acest lucru, dar sunt sigur că vom găsi o relație.



**ECHILIBRUL TEMPERATURII UNOR TIPURI DE SOL DIN URSS**

WN DIMO 1

Prin bilanțul termic al solului înțelegem totalitatea diferitelor fenomene de schimb de căldură din sistem: strat de aer apropiat de sol — sol, — rocă, precum și procesele de transfer de căldură și acumulare de căldură în solul însuși, care sunt întotdeauna dependente unele de altele.

Temperatura solului caracterizează starea sa termică și este un indicator cheie al condițiilor sale termice. Voyeikov (1903) a demonstrat deja că temperatura anuală a solului este întotdeauna mai mare decât temperatura aerului. Diferențele dintre aceste temperaturi scad (Khrigian, 1937) de la nord la sud, de la 3,0 la 0,6°C, iar în est ajung la 4,9°C. Date similare au fost obținute de Arkhipova (1954). Studiile ulterioare efectuate de numeroși cercetători privesc regimul temperaturii solului doar până la o adâncime de 0,2 m și oferă puține informații despre furnizarea de căldură din sol către plante. În plus, acestea nu pot elucida legile schimbului de căldură în interiorul solului, care sunt influențate de natura și direcția formării actuale a solului.

Aici sunt prezentate rezultatele observațiilor pe termen lung publicate în cărți de referință despre climatologie, precum și datele multor cercetători (inclusiv ai noștri) privind partea europeană a URSS între meridianele 30 și 40°.

Considerăm bilanțul termic al solurilor argiloase pe baza exemplului următoarelor zone pedo-bioclimatice din zonele și subzonele 2:

*Zona forestieră V Taiga Centrală*

Vj — Subzona taiga nordică a solurilor gleic-podzolice,

V2 — Subzona taiga centrală a solurilor gleic-podzolice,

F3 — Subzona taiga sudică a solurilor gazon-podzolice,

Institutul de Știința Solului Dokuchaev, Moscova, URSS.

În cele ce urmează vom folosi doar indici corespunzători hărții pedologice la scara 1:12500000 și zonarea pedo-geografică a URSS (1960).

12—Congresul solului — c. 3115

y4 — Zonă de pădure de foioase cu soluri de pădure gri.

*Regiunea centrală de silvostepă și stepă*

*j± _ Zonă de silvostepă cu cernoziomuri podzolizate, levigate și tipice,*

*T — Zona de stepă a cernoziomurilor sudice obișnuite,*

*j Zonă de stepă aridă cu soluri castaniu închis și de culoarea castaniei.*

Echilibrul termic al solului este caracterizat de următoarele caracteristici: rno

Temperaturile anuale ale aerului și solului (0,2 și respectiv 1,6 m), amplitudinile și diferențele acestora;

Adâncimea de penetrare la temperaturi < 0°C și > 10°C.

Temperatura solului la adâncimea de 0,2 m este caracteristica stării termice medii din stratul radicular.

Temperatura solului la adâncimea de 1,6 m caracterizează starea termică a solului în afara limitelor de penetrare ale sistemului radicular al principalelor culturi. Încălzirea biologic activă a solului corespunde adâncimii de penetrare a temperaturilor peste 10°C.

Răcirea este caracterizată de adâncimea de penetrare a temperaturilor negative. Amplitudinile temperaturii determină gradul de exprimare a climatului continental al solului.

Pentru a compara bilanțul termic al solurilor cu caracteristicile climatice, prezentăm în Tabelul 1 valorile anuale ale radiației solare și bilanțului radiativ pentru zonele și subzonele de sol menționate mai sus, care sunt preluate din Atlasul Bilanțului Termic al URSS (1955).

Suma temperaturilor active ale aerului (> 10°C) este dată conform Atlasului Climatic al URSS (1960). Cantitățile de precipitații, înălțimea maximă a stratului de zăpadă și durata perioadelor cu temperaturi pozitive ale aerului și solului (0,2 m) sunt date conform manualelor de climatologie.

Mărimile acestor caracteristici pentru diferite zone și subzone de sol sunt aranjate în tabel în direcția meridianului de la nord la sud și reprezintă valorile medii pentru 1-3 locații din fiecare zonă sau subzonă.

Radiația solară totală (S) și bilanțul radiativ (R) pentru subzonele P3, P4 și Jx sunt aceleași și fluctuează corespunzător în intervalul uulb și 20-40 kcal/cm2 pe an. Zonele J2 și J3 sunt

caracterizată prin valori S = 100 — 120 și R = 40 — 60 kcal/cm2 pe an. În subzona Vr, S și R sunt mai mici de 80 kcal/cm2 pe an.

În zona E2, S este mai mic de 80, iar R este de 20—40 kcal/cm2 pe an. Totalurile temperaturilor active și temperaturile medii pe termen lung ale calotelor glaciare variază de la nord la sud de la 1.200 °C și de la 0,4 la 10 °C. Înălțimea maximă a stratului de zăpadă scade de la zona 1 (60—70 cm) la zona J3 (mai puțin de 10 cm). Precipitațiile scad, de asemenea, de la nord la sud. Perioada de gheață activă

Temperaturile aerului durează 6 luni în subzona V^; totuși, în subzona J3 ajung la 10 luni.

Acestea sunt caracteristicile climatice comune ale zonei luate în considerare. Temperaturile medii ale solului pe termen lung la adâncimi de 0,2 m și 1,6 m sunt aproape aceleași. Cu toate acestea, trebuie menționat că în partea de nord (subzonele 7p Fo și F3), temperaturile solului la o adâncime de 0,2 m sunt mai mici decât la o adâncime de 1,6 m. Astfel, procesul de răcire domină în stratul radicular în timpul schimbului de căldură pe termen lung. Prin urmare, se poate vorbi aici despre un gradient de temperatură pozitiv ascendent. În partea de sud (zonele F4, Jv J2, J3), procesul de încălzire și gradientul negativ convențional descendent al temperaturilor anuale domină în stratul radicular în timpul schimbului de căldură pe termen lung. Voyeikov (1903) a fost primul care a atras atenția asupra diferenței dintre temperaturile aerului și solului la diferite adâncimi și a propus descompunerea diviziunii verticale a temperaturilor anuale în tip solar și tip de radiație (când este prezent stratul de zăpadă - tip de zăpadă).

Insuficiența informațiilor nu ne permite să justificăm și să dezvoltăm această clasificare preliminară.

Este clar că direcția și gradientul temperaturii solului variază dramatic în timpul ciclurilor de 24 de ore și sezoniere. În ceea ce privește gradienții anuali de temperatură, aceștia

reflectă doar persistența gradientului de temperatură pozitiv în sol. Figura 1 prezintă diferențele de temperatură ale solului la adâncimi de 0,2 m și 1,6 m pentru subzona nordică exterioară Fj și subzona sudică exterioară J3. Axa ordonatelor reprezintă modificările temperaturilor solului între aceste adâncimi, iar axa absciselor reprezintă lunile.

Linia zero corespunde stării de echilibru a temperaturii solului. Deasupra acestei linii, schimbările de temperatură sunt indicate de un gradient descendent pozitiv (solul este mai rece la o adâncime de 0,2 m decât la o adâncime de 1,6 m), iar sub aceasta de un gradient descendent negativ (solul este mai cald la o adâncime de 0,2 m decât la o adâncime de 1,6 m). Indicatorul indică direcția gradientului de temperatură în sol. În nord, gradienții pozitivi caracterizează starea termică a solului pe o perioadă de 7 luni, producând valorile medii anuale pozitive ale acestuia. În sud, gradientul pozitiv persistă doar timp de 6 luni.

Diferențele de temperatură ale solului la adâncimi de 0,2 m și 1,6 m sunt mici, ajungând la doar zecimi de grad. Cu toate acestea, datele din manualele de climatologie arată că în partea nordică europeană a URSS și, de asemenea, în Siberia de Vest, temperaturile solului la o adâncime de 0,2 m sunt întotdeauna mai mici decât la adâncimi de 1,6 m și 3,2 m. Se pare că, cu cât locul de observație este mai la nord, cu atât diferența de temperatură este mai mare. În partea centrală, temperaturile anuale mai ridicate domină în stratul superior, dar se observă și temperaturi similare, iar uneori acestea sunt mai mici decât în straturile mai adânci.

În partea de sud, straturile superioare sunt în general mai calde decât cele inferioare. Direcția gradientului de temperatură din sol exercită, fără îndoială, o influență majoră asupra formării solului. Amplitudinea anuală a temperaturii solului este, de asemenea, de mare importanță. Aceasta determină gradul climatului „continental” al solului și, prin urmare, intensitatea meteorizării fizice și chimice.

Din tabelul 1 se poate observa că amplitudinile anuale ale temperaturilor solului la adâncimile considerate de 0,2 și 1,6 m cresc de la 16—18°C și 7—9°C, respectiv, la 23—25°C și 13—15°C. Cu toate acestea, amplitudinea temperaturilor aerului rămâne practic stabilă, iar în zona J3 scade (26°C). Clima „continentală” a solului crește în direcția meridională de la nord la sud, indiferent de gradul de expresie continentală.

*Masă*

**Distribuția caracteristicilor climatice și a elementelor solului**

**Diferențele de temperaturi anuale nu sunt prezentate în aceste grafice deoarece valorile medii sunt date pentru o zonă sau subzonă. Acestea sunt prezentate în graficele următoare.**

Clima stratului de aer din apropierea suprafeței. Acest lucru se explică prin reducerea stratului de zăpadă în aceeași direcție. Temperaturile anuale ale solului sunt întotdeauna mai mari decât temperaturile aerului. Datele citate arată că diferența dintre aceste temperaturi este mai mare de 4°C în nord și doar 2°C în sud, ceea ce este asociat și cu reducerea stratului de zăpadă. În același timp, adâncimea de penetrare a temperaturilor negative în soluri fluctuează la scară mică și nu depinde de lățimea zonei. În partea de nord a zonei luate în considerare, influența temperaturilor scăzute ale aerului este dependentă de

compensate de un strat mare de zăpadă. În partea de sud, influența lor crește odată cu reducerea stratului de zăpadă. Corelația dintre diferența de temperatură a aerului și a solului și adâncimea stratului de zăpadă a fost descoperită de Chrigian (1937). Date similare au fost prezentate și de Arkhipova (1954). Creșterea temperaturilor solului de la nord la sud corespunde creșterii temperaturii aerului, dar aceasta nu este la fel de dramatică. Diferența de temperatură a aerului între subzona Vt și zona J3 este de 10°C, iar diferența de temperatură a solului este de -6°C. Astfel, solurile din partea de nord a zonei sunt mai calde decât cele din sud.

Datele furnizate ne permit acum să caracterizăm regimul de temperatură în diferite zone și subzone pedo-bioclimatice ale părții europene a URSS între meridianele de 30° și 40°.

***1***

**temperatura pe direcția meridianului de la nord la sud**

În subzonele Vt și U2, temperatura medie a solului la adâncimea de 0,2 m este de 4—5°C, adâncimea de penetrare a temperaturilor active atinge 1,2 m; amplitudinile anuale sunt de 16—18°C la adâncimea de 0,2 m și de 8—10°C la adâncimea de 1,6 m.

În subzona 73 aceste valori sunt 5—7°C, 2—3 m, iar amplitudinile anuale sunt 17—20°C și 9—12°C.

Deși zonele 74 și Jt aparțin unor regiuni bioclimatice ale solului foarte diferite, acestea diferă foarte puțin în ceea ce privește regimul de temperatură. Sunt caracterizate de temperaturi ale solului de 7–9°C,

Fig. I. Schimbarea temperaturii solului între adâncimile de 0,2 și 1,6 m , Obozerskaya; Herson.

Adâncimea de penetrare a temperaturii (< 10°C) este de 3—4 m, amplitudinile anuale sunt de 19—22°C la o adâncime de 0,2 m și de 10—13°C la o adâncime de 1,6 m. În zona J2, temperatura solului este de 9—11°C, temperaturile active pătrund până la o adâncime de 4—5 m, iar amplitudinile ating 21—24°C și 12—14°C. În zona J^, aceste valori sunt de 11—13°C, 5—6 m, iar amplitudinile sunt de 23—25°C și 13—15°C.

Datele de mai sus ne permit să luăm în considerare problema clasificării regimurilor de temperatură a solului pe baza exemplului părții central-europene a URSS.

În funcție de direcția gradientului de temperatură, putem distinge 3 tipuri de echilibru termic al solului:

Tipul de radiație (gradientul de temperatură pozitiv domină în ciclul termic anual).

Tipul de echilibru instabil al temperaturii solului.

Tipul de insolație (gradientul negativ de temperatură domină în ciclul termic anual).

În funcție de gradul de climă continentală, se disting următoarele subtipuri:

Moderat cu amplitudini ale temperaturii solului la o adâncime de 0,2 m—15—20°C.

Continental cu amplitudini de —20—25°C.

Puternic continental cu amplitudini de 25—30°C.

Se disting următoarele tipuri de echilibru al temperaturii solului:

Subarctica. Temperatura anuală la adâncimi de 0,2 m—4—5°C. Adâncimea de penetrare a temperaturilor active de 1—2 m.

Rece. Temperatura anuală 5—7°C.

Adâncimea de penetrare a temperaturilor active 2—3 m.

Mai răcoare. Temperatură anuală 7—9°C.

Adâncimea de penetrare a temperaturilor active 3—4 m.

Mai cald. Temperatura anuală 9—11°C.

Adâncimea de penetrare a temperaturilor active 4—5 m.

Foarte cald. Temperatura anuală 11—13°C.

Adâncimea de penetrare a temperaturilor active 5—6 m.

Această clasificare a regimului de temperatură al solului este o clasificare preliminară și nu este potrivită pentru întregul teritoriu al Uniunii Sovietice.

În viitor, trebuie să fie făcut mai precis și mai detaliat.

LITERATURĂ

Archipova, EP, 1954, Karty teniperalnry ogleennoi powerchnosti potschiwy, Trudy GGO, — vyp. 45. 1955, Atlas tcplowogo balansa SSSR, Leningrad.

Bochikoy, AI, 1903, Tipy verikalnogo raspredeleniia tepla w potschiwe "Meteorologiia",

tscheast I, gl. VII, S.Pb.

*Klimalilscheshii aka SSSR, or. I, izd-wo GUGMS, Moscova.*

Khrgian, AH, 1960, Temperatura potschiwy i klitnai, Meteorologiia i ghidrologiia, No. 7, 1937. Pochiweny-gcograficeskoe raionirovanie SSSR, 1960.

**Occ 03**

**CO**

**LU**

O

20 de ani

REZUMAT

Echilibrul termic al diferitelor tipuri de sol argilos, zona europeană c

O parte a URSS caracterizată ... o

Se arată că:

bilanțul termic al solului, în funcție de amplasarea geografică, zonală .

IQ-ul temperaturii

echilibrul aerului;

În timpul ciclului termic anual, în soluri se dezvoltă diverși gradienți de temperatură, în funcție de amplasarea lor pe meridian, care exercită o influență semnificativă asupra proceselor de formare a solului. Se propune o clasificare a bilanțului termic al solului.

REZUMAT

Este prezentat regimul de temperatură pentru diferite grupuri mari de soluri cu textură lutoasă din partea europeană a URSS.

Se arată că:

Varietățile geografice și zonale ale regimurilor de temperatură ale solului au propriile particularități, în comparație cu regimurile de temperatură ale aerului;

În ciclul anual de căldură al solului apar gradienți de temperatură diferiți. Aceștia sunt determinați de poziția solurilor pe meridianele geografice. Acești gradienți influențează în esență formarea solului. Se propune o clasificare a regimurilor de temperatură a solului.


REZUMAT

Regimurile de temperatură ale diferitelor tipuri de soluri lutoase situate în partea europeană a URSS sunt caracterizate prin:

Demonstrăm că:

Regimul de temperatură al solurilor se caracterizează în funcție de situația geografică zonală prin caracteristici specifice, care se disting de regimurile de temperatură ale aerului;

În funcție de poziția pe meridian, în ciclul anual apar diferite direcții ale gradientului de temperatură al solului, care exercită o influență semnificativă asupra procesului de formare a solului. Se propune o clasificare a regimurilor de temperatură ale solului.


**CONGRESUL INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964**

TRANSFERUL DE CĂLDURĂ ÎN SOLURI


H. KOHNKE, GHAZI AL NAKSHABANDI


IMPORTANȚA TRANSFERULUI DE CĂLDURĂ ÎN SOL

Transferul de căldură în sol este de mare importanță atât din motive practice, cât și academice. Rata de transfer de căldură afectează rata de încălzire a solului primăvara și răcire toamna, precum și rata și adâncimea de îngheț în timpul iernii. Aceasta afectează temperatura solului și fluctuațiile acesteia și, în consecință, mișcarea apei atât în faza de vapori, cât și în faza ecvidă. Temperatura solului este un factor determinant al creșterii plantelor, al activității microbilor, al reacțiilor chimice din sol și, în consecință, al disponibilității nutrienților plantelor. Temperatura afectează, de asemenea, disponibilitatea apei pentru plante. De exemplu, punctul de ofilire al unui sol scade pe măsură ce temperatura crește.

Transferul de căldură în sol și la limita sol-atmosferă are o mare influență asupra microclimatului.

Cunoașterea principiilor transferului de căldură în soluri este importantă atât în domeniul ingineriei, cât și în agricultură. Exemple de astfel de aplicații se găsesc în construcția de clădiri, în special în zonele cu permafrost, în disiparea căldurii de la liniile electrice subterane, în construcția de drumuri, utilizarea pompelor de căldură și în protejarea conductelor de apă subterane împotriva înghețului.

Este evident că o înțelegere completă a factorilor implicați este necesară pentru gestionarea transferului de căldură în soluri.

## NATURA TRANSFERULUI DE CĂLDURĂ ÎN SOLURI

Energia termică poate fi transferată dintr-o locație în sol în alta în diverse moduri. Acestea sunt:

conducere prin constituenți minerali și organici, precum și prin apă și aer;

transfer latent de energie prin schimbarea stării apei, de exemplu evaporare, condensare, îngheț;

mișcarea apei sau a aerului prin sol, de exemplu, apa de ploaie care se infiltrează sau topirea zăpezii;

convecția apei sau a aerului;

radiație de la o particulă la alta.

Mișcarea aerului prin sol, precum și convecția și radiația, sunt de importanță minoră. Din punct de vedere cantitativ, mecanismul remarcabil al fluxului de căldură în sol este probabil conducția. Cea mai mare parte a discuției din această lucrare este dedicată acesteia .

Conductivitatea căldurii prin sol este o funcție a energiei termice disponibile, a gradientului de temperatură și a conductivității termice a solului. Conductivitatea termică este definită ca rata de transfer a căldurii prin conducție prin unitatea de grosime, pe unitatea de suprafață, pentru unitatea de diferență de temperatură. În cazul solurilor, aceasta este cel mai bine exprimată în milicalorii pe secundă, pe centimetru, pe grad Celsius.

## FACTORII CARE AFECTEAZĂ TRANSFERUL DE CĂLDURĂ ÎN SOLURI

În cazul materialelor omogene, cum ar fi metalele sau mineralele, se poate determina o conductivitate termică definită, care va varia doar cu temperatura și, eventual, cu axa de cristalizare. Într-un corp eterogen neconsolidat, alcătuit dintr-o varietate de componente, conductivitatea este afectată de mulți factori. Primii dintre aceștia sunt conductivitățile termice ale componentelor individuale. Acestea sunt indicate în tabelul 1.

Marile diferențe dintre conductivitatea componentelor

*Tabelul 1*

**Conductivitatea termică a unor componente ale solului**

arată că cantitățile lor relative și amplasarea lor relativă au o influență determinantă asupra conductivității generale. Deoarece granulele de sol se ating doar în puncte sau pe suprafețe foarte mici, conductivitatea unui sol uscat (0,2-0,6 m cal/s cm °C) este de multe ori mai mică decât cea a granulelor de sol în sine. 1 Conductivitatea aerului este atât de mică încât efectul său poate fi neglijat. \\ Când solul este umezit, conductivitatea sa crește deoarece apa va forma un contact între granulele de sol. Gradul acestei creșteri depinde de aria de contact, grosimea stratului de apă și temperatură.

**CDC**

**ro u CO**

Deoarece grosimea stratului de apă din jurul particulelor de sol este o funcție de tensiune, trebuie să ne așteptăm ca și conductivitatea termică a solului să fie o funcție de tensiunea umidității.

Cu cât particulele minerale individuale sunt mai mari, cu atât fluxul de căldură este întrerupt mai rar. Pe de altă parte, cu cât particulele sunt mai mari, cu atât există mai puține contacte per volum dat de sol. Efectul general pentru nisipuri de dimensiuni uniforme este o mică creștere a conductivității odată cu creșterea dimensiunii particulelor (Nakshabandi și Kohnke, 1964). Această situație se schimbă atunci când particulele de diferite dimensiuni sunt amestecate, pe măsură ce particulele mici umplu porii dintre cele mari. Prin urmare, conductivitatea termică este crescută. Într-un sol natural, această relație poate să nu apară, deoarece particulele mici formează agregate și există mai mult spațiu al porilor decât în nisip.

Rata de schimbare a temperaturii dintr-un punct al solului în altul depinde nu numai de conductivitatea termică, ci și de capacitatea calorică pe unitatea de volum a solului. Această proprietate este difuzivitatea termică (K), uneori numită conductivitate termică pe conductivitatea termometrică. Este raportul dintre conductivitatea termică (X) și capacitatea calorică volumetrică (CJ).

Cu cât capacitatea calorică volumetrică este mai mare, cu atât este mai mică cantitatea de căldură care ajunge într-un punct îndepărtat de sursa de căldură. Capacitatea calorică volumetrică crește atât odată cu densitatea volumetrică a solului, cât și cu conținutul său de umiditate. Din punct de vedere agronomic, difuzivitatea termică este mai importantă decât conductivitatea termică, deoarece determină fluctuația reală a temperaturii în sol.

Atât conductivitatea, cât și capacitatea termică volumetrică a solului cresc odată cu creșterea conținutului de umiditate. Dacă capacitatea termică volumetrică crește mai repede decât conductivitatea termică, difuzivitatea scade odată cu creșterea conținutului de umiditate. Acest lucru se întâmplă frecvent în intervalul umed.

Solurile în structura lor naturală au o conductivitate termică mai mare decât atunci când sunt sfărâmate. Acest lucru este valabil atunci când solurile sunt comparate în condiții uscate sau umede. Principalul motiv pentru aceasta este că multe dintre contactele intime dintre particulele individuale și dintre agregate sunt distruse. Solurile care sunt bine agregate și conțin mult spațiu poros au o conductivitate termică mai mică decât solurile slab agregate sau solurile cu structură monogranulară. De asemenea, prezența materiei organice reduce conductivitatea termică a solurilor. Conductivitatea sa termică este scăzută și contribuie, de asemenea, la agregarea solului și, în consecință, la o densitate volumetrică mai mică, ceea ce, la rândul său, reduce conductivitatea termică.

Umiditatea are de departe cea mai mare influență asupra conductivității termice a solului. Mulți cercetători au demonstrat că, odată cu creșterea conținutului de umiditate, conductivitatea termică a solurilor crește. S-au făcut încercări de a exprima conductivitatea termică a unui sol în funcție de conținutul său de umiditate, dar cu puțin succes. S-a stabilit clar că o mică creștere a umidității crește conductivitatea unui sol nisipos mult mai mult decât cea a unui sol cu textură medie. Aceeași cantitate de apă abia dacă crește conductivitatea unui sol argilos.

Din discuția anterioară, pare probabil că grosimea peliculei de apă din jurul particulelor de sol, prin acoperirea spațiului dintre granulele de sol, ar trebui să aibă o influență determinantă asupra cantității de conductivitate.

Grosimea peliculei de apă, pe de altă parte, depinde de conținutul de apă și de suprafața specifică. La 10%, un lut nisipos cu o suprafață specifică de 40 mp/g are un strat de 10 molecule de apă. La același conținut de umiditate, stratul din jurul unei suprafețe specifice de 40 mp/g are o grosime de doar 5 molecule, în timp ce apa dintr-un lut argilos lutos cu o suprafață specifică de 200 mp/g are o grosime de doar 2 molecule.

grosime. Pare evident că un strat atât de subțire poate contribui foarte puțin la conducerea căldurii de la o particulă la alta.

Într-un sol cu conținut neglijabil de sare, grosimea stratului de apă din jurul particulelor de sol este legată de tensiunea de umiditate. Deoarece grosimea stratului de apă are o influență determinantă asupra conductivității, pare probabil că ar trebui să existe și o relație între conductivitatea termică și tensiunea de umiditate a solului. Acest lucru este evidențiat de lucrările lui Nakshabandi și Kohnke (1965) cu trei soluri minerale, un sol argilos, un lut siltos și un nisip fin spălat. Figura 1 arată că această relație este similară pentru aceste soluri complet diferite. Evident, cele trei curbe nu sunt identice, deoarece alți factori, pe lângă grosimea peliculei de umiditate, au o influență asupra magnitudinii conductivității termice. Este interesant de observat că la aproximativ pF 4,5, rata conductivității termice

începe să crească mult mai rapid decât la tensiune mai mare. În intervalul uscat (pF 7 - pF 4,5), grosimea stratului de apă crește doar puțin, în timp ce la tensiune mai mică crește mult mai rapid.

Importanța grosimii peliculei de apă asupra conductivității termice este evidențiată în figura 2. În ciuda diferențelor mari dintre cele trei soluri, curbele sunt similare. Se pare că, pe măsură ce peliculele de apă devin mai groase, aceeași grosime a peliculei crește capacitatea termică a lutului siltic mai mult decât cea a nisipului fin. Figura 3 prezintă relația dintre conținutul de apă și conductivitatea termică a acelorași trei soluri. Aceasta este metoda prin care conductivitățile termice ale solurilor sunt raportate cel mai frecvent. Marea divergență a curbelor arată clar imposibilitatea estimării conductivităților termice din conținutul de umiditate.

GESTIONAREA TRANSFERULUI DE CĂLDURĂ ÎN SOLURI

Transferul de căldură în soluri afectează creșterea plantelor prin efectul său asupra temperaturii și fluctuațiilor de temperatură și numeroasele reacții care rezultă din acestea; prin urmare, gestionarea corectă a transferului de căldură este importantă pentru cultivator. Acest lucru se poate realiza prin modificarea factorilor care influențează transferul de căldură.

Întrucât apa care se infiltrează, convecția aerului sau a apei și radiația de la particulă la particulă sunt de importanță minoră pentru transferul de căldură în soluri, trebuie pus accent pe modificarea factorilor care afectează difuzivitatea termică. Difuzivitatea termică este proporțională cu conductivitatea termică și invers proporțională cu capacitatea termică pe unitatea de volum. Conductivitatea termică se modifică odată cu conținutul de umiditate, structura și conținutul de materie organică. Deși se modifică și odată cu textura, aceasta este rareori supusă modificărilor de către management. Capacitatea termică pe unitatea de volum depinde de greutatea pe unitatea de volum și de căldura specifică a particulelor solide din sol, atât minerale, cât și organice, precum și de cantitatea de apă prezentă. Cu cât solul este mai afânat, cu atât conținutul său de materie organică este mai mare și cu cât este mai uscat, cu atât capacitatea sa termică este mai mică.

CONDUCTIVITATE TERMICĂ, milicol/sec * cm.

GROSIMEA FILMULUI DE APĂ, A

Fig. 2. Efectul grosimii peliculei de apă asupra conductivității termice a trei soluri.

CONȚINUT DE UMIDITATE. PROCENT

Fig. 3. Efectul conținutului de apă asupra a trei soluri.

**DIN**

SATURAȚIE

conductivitate termică

**CD C c tu u tn**

Dacă dorim să creștem rata de transfer de căldură în sol, trebuie să găsim o combinație între conductivitate și capacitatea termică care să ducă la cea mai mare difuzivitate termică. Cu alte cuvinte, trebuie să creștem conductivitatea prin compactarea solului și prin menținerea unui conținut ridicat de umiditate, având grijă să nu creștem prea mult capacitatea termică. Combinația optimă de conținut de umiditate este atinsă la o tensiune între pF = 2,5 și 3,0. În general, conținutul de umiditate al solului este atât de ridicat primăvara încât îndepărtarea apei prin drenaj sau evaporare crește difuzivitatea termică. Deși gradul optim de compactare nu poate fi stabilit cantitativ până în prezent, în practica reală, solurile sunt cultivate pentru a reduce rata de transfer de căldură, acolo unde acest lucru pare recomandabil, în timp ce sunt compactate prin rostogolire acolo unde se dorește o creștere a difuzivității. Ultima procedură este utilizată în climate reci pe soluri noroioase pentru a crește sezonul de creștere efectiv (Pessi, 1956).

MĂSURAREA TRANSFERULUI DE CĂLDURĂ ÎN SOL

Probabil principalul motiv pentru care transferul de căldură în soluri nu a primit aceeași atenție din partea cercetătorilor ca alte proprietăți fizice este dificultatea măsurării. În fruntea listei problemelor se află transferul de apă indus de diferențele de temperatură necesare pentru a crea mișcarea căldurii. Acest lucru are ca rezultat o modificare a conductivității și a capacității termice și transferul de căldură prin evaporare în locul cu temperatură ridicată și condensare în locul cu temperatură scăzută.

Acul termic, propus inițial de Schleiermacher (1956) și îmbunătățit de mai mulți cercetători (Stalhane și Pyk, 1931; Hooper și Leeper, 1950; Hooper și Chang, 1953; Nakshabandi și Kohnke, 1965), face posibilă măsurarea conductivității termice într-un timp foarte scurt și cu un gradient de temperatură mic, astfel încât erorile inerente ale determinării sunt eliminate în mare măsură. Acul termic, constând dintr-un tub metalic subțire care conține un fir electric de încălzire în centrul său, este plasat în sol. Pe măsură ce o cantitate măsurată de energie termică este furnizată acestui fir, temperatura tubului este măsurată cu un termocuplu. Cu cât rata de creștere a temperaturii este mai mare, cu atât

conductivitatea mediului înconjurător este mai mică. Acesta este standardizat în medii cu conductivitate termică cunoscută.

REFERINȚE

Hooper, FC, Chang, SC, 1953, Dezvoltarea sondei de conductivitate termică. Amer. Soc. Heating & Ventilating Eng., Trans. 59, 463—472.

Hooper, FC, Leeper, FR, 1950, Aparat pentru flux termic tranzitoriu pentru determinarea conductivităților termice. Amer. Soc. Heating and Ventilating Eng., Trans. 56, 309—324.

Nakshabandi, AG, Kohnke, H., 1965, Conductivitatea termică şi difuzivitatea solurilor, în raport cu tensiunea umidității și alte proprietăți fizice. Meteorologie agricolă, Trimis spre publicare.

Pessi, Yrjö, 1956, „Asupra efectului rostogolirii asupra randamentului orzului și ovăzului și asupra condițiilor termice ale turbăriilor cultivate". Publicații ale Consiliului de Cercetare Agricolă al Statului Finlandez, nr. 151.

Schleiermacher, AL, 1956, Citat de Mann și Forsyth. Măsurarea constrângerii termice

*Productivitatea probelor de materiale termoizolante și a izolației in situ prin metoda sondei termice. Modern Refrigeration, 59, p. 188—191.* , .

Stalhane, B., Pyk, S., 1931, Metodă nouă pentru determinarea coeficienților de conductivitate termică. Tcknisk Tidskrift, 61, p. 389—393.

REZUMAT

Natura transferului de căldură în soluri și factorii care îl afectează sunt discutate. Conductivitatea termică este cea mai importantă formă de transfer de căldură în soluri. Rata sa de creștere odată cu scăderea tensiunii umidității solului este similară pentru un sol argilos, un lut siltos și un nisip fin spălat. În intervalul de tensiune mai mare, există o bună concordanță între grosimea peliculei de apă din jurul particulelor de sol și conductivitatea termică a diferitelor soluri. Relația dintre conținutul de umiditate al solului și conductivitatea termică este complet diferită pentru cele trei soluri.

Sunt prezentate câteva dintre principiile de gestionare și măsurare a transferului de căldură în soluri.

REZUMAT

Se discută natura transferului de căldură în soluri și factorii care îl influențează. Conductivitatea termică este principala formă de transfer de căldură în soluri. Rata sa de creștere odată cu scăderea tensiunii apei este similară pentru solul argilos, lut lutos și

nisipul spălat cu granulație fină. La tensiuni mari, există o bună concordanță între grosimea peliculei de apă din jurul particulelor de sol și conductivitatea termică a diferitelor soluri.

Relația dintre umiditatea solului și conductivitatea termică este destul de diferită pentru cele trei soluri.

Sunt prezentate câteva dintre principiile utilizate pentru reglarea și măsurarea transferului de căldură în soluri.

REZUMAT

A fost discutată natura conductivității termice în soluri și factorii care o influențează.

Conductivitatea termică este cea mai importantă formă de conducere a căldurii în soluri. Rata sa crește odată cu scăderea tensiunii de absorbție a apei din sol. Rata sa crește odată cu scăderea tensiunii de absorbție a apei din sol. Este similară și în cazul solurilor argiloase, luturilor argiloase siltoase și solurilor nisipoase fine levigate. Există o bună corelație între grosimea peliculei de apă din jurul granulelor de sol și conductivitatea termică a diferitelor soluri, la ordine superioare ale tensiunii de absorbție a apei din sol.

Relația dintre procentul de apă din sol și conductivitatea termică este complet diferită în cele trei soluri. Sunt prezentate câteva principii ale conducerii căldurii și măsurării căldurii în soluri.

DISCUȚIE

, ^' KUflLEK (Republica Socialistă Cehoslovacia). Ce metodă ați folosit

sau determinarea suprafeței specifice? Metoda ctilen-glicol dă valori mai mici decât metoda de adsorbție pe vapori de apă (ecuația BET) atunci când avem de-a face cu fracții de minerale de rețea în expansiune (de exemplu, montmorilloniți). Deoarece avem de-a face cu interacțiunea dintre 10S°i4, metoda de adsorbție a vaporilor de apă este mai precisă.

H. KOHN KE. Am folosit metoda etilen-glicol.



ô

MK MELNIKOVA (USSIL) - Cum a fost determinată grosimea peliculei de apă?

H. KOHNKE. Grosimea peliculei de apă a fost calculată pe baza conținutului de umiditate și a suprafeței specifice.

JW HOLMES (Australia). A încercat Dr. Kohnkc să calculeze conductivitatea termică din conductivitățile termice ale componentelor sale, atât minerale, cât și apă?

H. KOHNKE. Conductivitatea a fost determinată cu un ac termic. Acul a fost încălzit și temperatura sa a fost determinată. Fluxul de căldură a fost radial.

MB RUSSELL (SUA). Măsurătorile conductivității termice au fost efectuate astfel încât să permită sau să împiedice curgerea simultană de căldură și apă lichidă sau vapori de apă?

H. KOHNKE. Măsurătorile au necesitat doar 10 minute și un gradient termic foarte mic. Prin urmare, debitul de apă a fost redus la minimum.





## DAS WESEN DER STRUKTURBILDUNG IN BÖDEN

NA KATCHINSKY

Toate fazele solului (solidă, lichidă, gazoasă) și organismele sale vii participă la formarea structurii. Cu toate acestea, structura solului constă în principal din elemente mecanice solide care formează diverse agregate. Procesul de agregare mai mult sau mai puțin intensivă a elementelor mecanice caracterizează capacitatea solului de a forma structura. Acest proces are loc ca urmare a coagulării coloizilor, a legării elementelor mecanice prin învelișuri coloidale, a aderenței particulelor de sol sub influența forțelor van der Waals, a valențelor reziduale, precum și prin legături de hidrogen în acizii humici și humați.

Agregarea elementelor mecanice este favorizată de adsorbția apei, cationilor și microorganismelor, de fenomenele capilare în fazele solide și lichide ale solului, de rețeaua radiculară a plantelor și de hifele fungice care înconjoară și penetrează firimiturile și boabele individuale, precum și de fluctuațiile de temperatură. Interacțiunea tuturor acestor procese, care variază în diferite soluri, creează structura solului.

Rezultă că structura solului reprezintă un aranjament de agregate de sol de diferite dimensiuni, forme, porozitate, rezistențe mecanice și rezistență la apă, caracteristice fiecărui sol și orizonturilor sale.

Multă muncă a fost dedicată problemei structurii solului. În Rusia și Uniunea Sovietică, studii speciale asupra structurii solului au fost efectuate de Kostychev, Viljams, Gedroiz, Sokolovsky, Tiulin, Katchinsky, Antipov-Karataev și Vershinin. În alte țări, mulți cercetători remarcabili lucrează, de asemenea, la acest subiect, cum ar fi Schloesing, Wollny, Mitscherlich, Kubiena și Kuron în Germania; Russel în Anglia; Hissink în Olanda; Sigmond în Ungaria; Bouyoucos, Richards și Baver în SUA; Demolon în Franța; Marshall în Australia; Puri în India și Pakistan; Smolukhovsky în Polonia; Mattson în Suedia; Wiegner în Elveția; Stebut în Iugoslavia și alții.

În prezent, se recunoaște că fertilitatea solurilor cu textură fină (luto-argilos mediu, luto-argilos puternic și argilos) depinde în primul rând de structura lor (în anumite condiții climatice și de sol), deoarece echilibrul apei, aerului și nutrienților din sol este determinat de structura acestuia. Culturile dau întotdeauna randamente mai mari pe solurile structurate decât pe solurile nestructurate, folosind aceeași tehnologie agricolă.

Prin urmare, în ceea ce privește solurile grele (conform compoziției granulometrice), se poate spune pe bună dreptate că solul cultivat este un sol structural.

Totuși, trebuie să se facă distincția între două concepte privind structura solului: structura solului ca caracteristică morfologică și structura solului în sens agronomic.

Ca caracteristică morfologică a unui anumit tip de sol, orice structură a solului poate fi recunoscută ca fiind caracteristică și bine dezvoltată, fie că este vorba de structura granulară (pentru orizontul acumulativ de humus At al cernoziomurilor comune și fertile);

structura nucilor (pentru orizontul A2 al solurilor forestiere cenușii și pentru orizontul B± al solurilor podzolice-turfoase sau orizontul CT al solurilor cu castane); structura frunzelor (pentru orizontul X2 al solurilor podzolice); structura în coloane (pentru orizontul iluvial al solurilor alcaline) și structura în plăci (pentru solurile aluviale cu pământ fin) și așa mai departe.

*Din punct de vedere agronomic, doar structura Krilm cu agregate cu diametrul de 0,5–1–3–5–10–15–20 mm este considerată o structură pozitivă, deoarece această structură este poroasă, stabilă mecanic și rezistentă la apă. Ea persistă în timp după lucrări repetate ale solului și chiar și după umezirea artificială și naturală.*

Trebuie să se distingă două categorii de rezistență la apă a agregatelor:

care este cauzată de coloizi coagulați ireversibil, în special coloizi organici cu cationi de Ca și Fe, și

Acest lucru este cauzat de împachetarea densă a elementelor mecanice și este însoțit de o porozitate inactivă puternic dezvoltată în agregat atunci când toți porii solului umed sunt umpluți cu apă legată și fin capilară (Katchinsky, 1947). Prima categorie de rezistență la apă este agronomic favorabilă, dar a doua (cu împachetare densă a elementelor mecanice), care se găsește în orizontul columnar al solurilor alcaline și orizontul iluvial B2 al solurilor podzolice-de tip gazon, este agronomic nefavorabilă. Această structură (deși rezistentă la apă) se caracterizează prin faptul că apa este în mare parte inaccesibilă plantelor. O astfel de structură posedă mobilitate insuficientă și activitate biologică slabă. Trebuie reținut că firele de păr radiculare nu pot penetra porii mai mici de 0,01 mm, iar bacteriile nu pot penetra porii mai mici de 0,003–0,001 mm.

În plus, rezistența la apă a structurii solului este foarte dinamică. În timpul perioadei de vegetație, aceasta se modifică în funcție de umiditatea solului și de durata umezirii acestuia (Fig. 1), precum și de

Gradul de dezvoltare a proceselor biologice variază foarte mult. Prin urmare, este necesar să se verifice structura solului de mai multe ori în timpul sezonului de creștere și să se analizeze probele de sol doar la conținutul lor natural de umiditate.

Pe lângă macrostructură (mai mare de 0,25 mm), microstructura (mai mică de 0,25 mm) este, de asemenea, de mare importanță pentru evaluarea proprietăților solului. Acesta trebuie să fie, de asemenea, rezistent la apă și poros. Cea mai bună microstructură corespunde unei dimensiuni a granulelor de 0,25–0,05 mm și 0,05–0,01 mm.

Această microstructură rezistentă la apă (de exemplu, în solurile roșii și galbene) conferă macroagregatelor proprietăți pozitive.

Crește direct capacitatea solului la apă și îi îmbunătățește permeabilitatea la apă și aer, ca și cum ar acționa în funcție de granulele de nisip și nămolul grosier. Spre deosebire de granulele de nisip și nămolul grosier, microagregatele posedă porozitate, care concentrează apa, microorganismele și perii radiculari. Microagregatele mai mici de 0,01–0,005 mm sunt mai puțin utile. Acestea sunt o parte pasivă a solului. Acestea împiedică permeabilitatea solului la apă și aer, îl compactează în timpul cultivării și îi cresc rata ridicată de evaporare, printre alte proprietăți negative.

De asemenea, trebuie menționat că nu există dimensiuni standard pentru structura optimă pentru toate zonele climatice și pedologice. Cu cât disponibilitatea apei în zonă este mai mare, cu atât secțiunea transversală optimă a agregatelor structurale trebuie să fie mai mare (aproximativ 10-20 mm) pentru a asigura o permeabilitate optimă la apă și aer, iar în zonele cu turbă, și pentru a asigura eliberarea apei din sol.

În schimb, în zonele aride unde este necesară conservarea apei și unde aerarea solului este excesivă, dimensiunile optime ale agregatelor sunt foarte apropiate de granule și firimituri fine (1-10 mm).

Structura este cea mai pronunțată în solurile cu textură fină - luturi și argile de la medie la grele. Acest lucru se datorează prezenței elementelor mecanice de dimensiune coloidală (<0,2—0,1 p.). Prin urmare, este de înțeles că proprietățile coloizilor, legile comportamentului lor în soluții și, în primul rând, coagulabilitatea lor, adică trecerea de la starea de sol la cea de gel (care duce la mărirea particulelor, reducerea rezervelor de energie și separarea acestor particule), trebuie să stea la baza tuturor teoriilor privind formarea structurii în soluri. În știința pedologiei, studiile lui Gedroiz sunt cele mai cunoscute, dezvoltate și extinse ulterior de adepții săi. Coagularea începe cu formarea microagregatelor primare. Deoarece coagularea particulelor coloidale este rareori observată la punctul izoelectric, microagregatele primare pot dobândi o sarcină pozitivă sau negativă și, cu sarcini diferite, se atrag reciproc pentru a forma microagregate de ordinul doi, trei și superior, inclusiv granule mici. Acest proces este prezentat schematic în Figura 2.

Coagularea coloizilor sub influența ionilor de electrolit se observă și mai frecvent. Cea mai bună structură se formează atunci când la acest proces de coagulare participă $Ca^{2+}$ și $Fe^{3+}$, precum și acizii humici, care sunt capabili să formeze legături de hidrogen.

Microagregatele și agregatele formate în timpul coagulării se pot solidifica în diverse moduri. Studii recente au arătat că stabilitatea mecanică și rezistența la apă a agregatelor se pot dezvolta și crește ca urmare a proceselor chimice care au loc în soluri în condiții de apă și aer în schimbare (Katchinsky și Mosolowa 1950-1958; Gorbunov și Kovalev 1953). Structura tipică în acest sens este structura monogranulară a solurilor de câmpie inundabilă centrală și a multor soluri humus și mlăștinoase, cu perioade alternante de umezire excesivă și uscare.

Fig. 2. Specimene de formare a microagregatelor în timpul coagulării reciproce a coloizilor: a — particule coloidale inițiale; b — microagregate de ordinul întâi; c — microagregate de ordinul doi; d — microagregate de ordinul trei; e — microagregate de ordinul patru.



Ö

<u

22

În timpul umidificării excesive a solului, au loc procese de reducere, însoțite de formarea de compuși solubili de oxid de fier, care se infiltrează în agregate odată cu soluția solului. În perioadele de secetă, straturile uscate de sol sunt aerate din cauza scăderii nivelului apelor subterane și a bazinelor sedimentare; oxidul de fier se transformă în forme insolubile de oxid de fier, care cimentează agregatele.

Particulele structurale se pot consolida în sol în timpul tranziției de la $Ca(HCO_3)_2$ la $CaCO_3$ și de la $CaHPO_4$ la $Ca_3(PO_4)_2$.

*În solurile cu umiditate optimă, forțele capilare (de menisc) și apa legată acționează ca factori în formarea structurii. Rezistența la apă a agregatelor crește atunci când elementele mecanice se leagă de mucusul diferitelor bacterii din grupul bacteriilor nodulare, Azotobacter și Pseudomonas, prin atașarea lor de hife fungice (de exemplu, Trichoderma lignorum) și rădăcinile plantelor (Katchinsky 1934, Kanivets 1939, Mishustin 1943, Geizer 1940 și alții).*

Ierburile perene joacă un rol deosebit de pozitiv în acest proces. În condițiile în care se dezvoltă bine, aceste ierburi structurează solul mai bine decât orice altă plantă prin sistemele lor radiculare puternice și bine ramificate, precum și ca material pentru formarea humusului. Rolul râmelor în formarea structurii solului este cunoscut încă din lucrările lui Darwin.

Râmele procesează solul în tractul stomacal și îl excretă sub formă de firimituri poroase (coproliți) lipite între ele de sucul gastric.

Agregatele de sol se formează în timpul umezirii și uscării alternative a solului, precum și în timpul înghețului acestuia în perioada de umezire optimă.

Procesele de mărunțire a solului menționate de noi acționează întotdeauna în conjuncție unele cu altele. Împărțirea acestor procese, așa cum este realizată în acest articol, poate fi înțeleasă doar în sensul că, în fiecare caz concret de formare a structurii solului, predomină unul sau altul proces sau mai multe dintre ele.

În ultimele decenii, problema prăbușirii artificiale a solului de către polimeri a câștigat o atenție considerabilă, însă această problemă nu este discutată în acest articol.

LITERATURĂ

Antipov-Karataev, IN, Kellerman, WW, Wan, DW, 1948, O poschiwennom agregate i wetodach ego issledovaniia. Izd. CĂTRE SSSR, Moscova.

Baver, LD, 1956, Fizica solului. New York.

Deriagin, B. w,, Landau, LL, 1945, Teoriia ustoitschiuosti silno zariashennyh tschiasliz w rastwovach elektrolitow. JET, ft 15, vip. II.

Doiarenko, A.G., 1941, Lavabilitatea diferențială ca indicator al structurii potasiei.

Sozialistitscheskoe zernowoe choziaistwe, nr. 1.

Dokutscheaew, W. W, 1892, Naschi slept preshde i leper., SPb.

Ehrenberg Paul, 1922, Die Bodenkolloide, Dresda und Leipzig.

Gedroiz, K. K., 1926, La problema structurii civile și a datelor agricole. Publicat în: Institutul de Stat pentru Experimente Agricole, Vol. 4, Nr. 3.

1933, Ulschcnie o poglotitelnoi sposobnosli pochiw. Seltschozghiz, Moscova.

Gelter, FI, 1949, Cunoașterea perioadei actuale și a formării sale în URSS. Tr. iubii, scs. potschwah. Aniversarea a 100 de ani de la nașterea lui WW Dokutscheaewa, Izd. AN SSSR, Moscova.

Gemerling, WW, 1946, Srawnitelnaia Charakteristika organitscheskih wescthchcstw potschiw raznogo tipa. Utschi. Zap. MGU, vyp. 105.

Greacen, EL, 1960, Rezistența agregatelor și consistența solului. Tranzacțiile celui de-al 7-lea Congres Internaţional de Știința Pedologiei, Madison, Wise., SUA, Volumul 1.

Gussak, WB, 1948, Câteva observații asupra eroziunii stratului limită cu ajutorul microcinei, Potschwovedcnie, nr. 7.

Izmailski, AA, 1893, Cum s-au uscat stepele noastre, Poltava.

Katchinski, NA, 1963, Struktura potschiwy (Ilogi i perspekliwy izutscheniia voprosa), Izd. MGU, Moscova.

Koenigs, FFR, Schuffelen, AC, 1960, Tratament matematic al determinărilor stabilității agregatelor. Tranzacțiile celui de-al 7-lea Congres Internațional de Știința Solului, Madison, Wise., SUA, Volumul 1.

Kononowa, MM, 1963, Organitscheskoe weschtchestwo potschivî, gl. IV, Izd. URSS, Moscova.

Kostytschev, PA, 1940, Potschvovedenie. Şclchozgiz, Moscova-Leningrad.

Krasilnikov, NA, 1958, Microorganisms of potschwy i vyschie rasteniia. Izd. ANS SSR, Moscova.

Kubiena Wl., 1950, Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Madrid.

Mattson, S., 1938, Coloizi Potschiwennye. Selchozgiz. Moscova.

Mischustin, EN, 1934, Pol microbiologitscheskogo factor w imagistică structura potschwennoi. Microbiologie, voi. II, ed. 3.

Sigmond, AA, 1938, Principiile științei solului, Londra.

Stebutt Alexander, 1930, Lehrbuch der allgemeinien Bodenkunde, Berlin.

Tiulin, AF, 1958, Organo-mineralnye colloids in Poland, ich genesis i znatschenie dlia kornewogo pitaniia wyschich raslenii. Izd. URSS, Moscova.

Tiurin, IW, 1937, Organitscheskoe weschtschestwo potschiwy. Selchozgiz, Moscova.

Vershinin, PW, 1959, Tverdaia faza potschwy kak osnowa ee fizitscheskogo reshima, w rege Osnovy agrofiziki. Fizmatizdat, Moscova.

Williams, WR, 1936, Potschwowedenie, tschast II, glawa 10, Ogiz-Selhozgiz, Moscova.

Wiegner, G., 1936, Schimb de ioni și structură. Tranzacțiile celui de-al treilea Congres Internaţional de Securitate a Solului, vol. III, Oxford.

*Probleme de măsurare a stabilității miezului și de formare a miezului. Academia Germană de Științe Agricole din Berlin, Rapoarte de conferință, nr. 13.*

REZUMAT

Autorul definește structura solului ca fiind totalitatea agregatelor de diferite dimensiuni, forme, porozitate, rezistență mecanică și la apă, care sunt caracteristice fiecărui sol și orizonturilor sale.

Structura solului este privită din două perspective:

ca criteriu morfologic al solului;

ca factor important al fertilității solului în solurile lutoase și argiloase.

O structură stabilă din punct de vedere agricol trebuie să fie granulară și sfărâmicioasă, elastică, rezistentă la apă și poroasă (porozitate > 40% din volumul agregatului):

Se presupune că rezistența la apă a agregatelor este, prin natura sa, de două feluri:

asociat cu un grad semnificativ de porozitate inactivă;

asociată cu coagularea ireversibilă a coloizilor din sol.

Doar acesta din urmă este valoros pentru fertilitatea solului.

Raportul examinează diferitele roluri ale macro- și microstructurii

Sunt explicate particularitățile structurii solului în diferite zone pedoclimatice. Coagularea este baza formării structurii, dar factorii chimici, fizici și biologici joacă un rol semnificativ. Pe baza cunoașterii principalilor factori de formare a structurii, sunt determinate natura și proprietățile diferitelor tipuri de structură a solului, precum și metodele de îmbunătățire a acestora în vederea creșterii fertilității solului.

REZUMAT

• Structura solului este definită de autor ca o totalitate de agregate de diverse dimensiuni, forme, porozitate, stabilitate mecanică și la apă, caracteristice fiecărui sol și orizonturilor sale.

Structura solului este considerată din două puncte de vedere:

ca criteriu morfologic al solului

ca factor important al fertilității solului pentru solurile lutoase și argiloase.

O structură agronomic stabilă trebuie să fie granulară-sfricioasă, elastică, stabilă la apă și poroasă (porozitate > 40% din volumul agregatelor).

Natura stabilității agregatelor la apă este considerată a fi de două feluri;

Legat de o porozitate inactivă considerabilă;

Legat de coagularea ireversibilă a coloizilor din sol. Doar ultimul tip este valoros pentru fertilitatea solului.

În raport sunt prezentate diferitele roluri jucate de macro- și microstructură. Este elucidată particularitatea structurii solului în diferite zone pedoclimatice. Coagularea este baza formării structurii, dar factorii chimici, fizici și biologici joacă un rol esențial în aceasta. Sunt determinate cunoașterea principalilor factori ai formării structurii, caracterul și proprietățile diferitelor tipuri de structură a solului și metodele de îmbunătățire a acesteia pentru creșterea fertilității solului.

REZUMAT

Autorul definește structura solului ca o totalitate de agregate de dimensiuni, forme, porozitate, stabilitate mecanică și la apă variabile, caracteristice fiecărui sol și orizonturilor sale.

Structura solului este considerată în două moduri:

ca criteriu morfologic al solului.

ca factor important în fertilitatea solului pentru solurile lutoase și argiloase.

O structură agronomic stabilă trebuie să fie granulară grunjoasă, elastică, stabilă la apă și poroasă (porozitate >40% față de volumul agregatului).

Stabilitatea agregatelor la apă este considerată a fi de două feluri:

comparativ cu o porozitate inactivă considerabilă;

comparativ cu coagularea ireversibilă a coloizilor din sol.

Doar acesta din urmă este important pentru fertilitatea solului. Comunicarea prezintă macrostructura și microstructura și explică, de asemenea, structura solului în diferite zone climatice. Coagularea este baza unei structuri, dar factorii chimici, fizici și biologici joacă un rol în caracterul și proprietățile diferitelor tipuri de structură și mediu ale solului.

m. lofatlon în vederea creșterii fertilității solului sunt determinate de cunoaștere*. principalii factori implicați în formarea structurii solului.

22

DISCUŢIE

P. BRUIN (Olanda). 1. Metoda de determinare a agregatelor stabile în apă.

Importanța acestor cifre în ceea ce privește randamentul culturilor. Experiența noastră arată că, în special pentru solurile grele, cifrele agregatelor stabile în apă au o importanță

redusă pentru prezicerea randamentelor. Acțiunea împotriva deformării mecanice nu are nicio importanță.

N.A. Katchinski. 1. Rezistența la apă a agregatelor a fost determinată prin metoda de cernere umedă a solului a lui N.A. Savvinov și prin umezirea agregatelor în apă stătătoare conform metodei lui P.I. Andrianov.

Concluziile prezentate în această comunicare se bazează pe numeroase experimente efectuate în teren și în laborator pe soluri din diverse zone de sol ale URSS.

Conform observațiilor noastre, efectul pozitiv al structurii solului asupra proprietăților sale fizice și de altă natură, precum și asupra randamentelor culturilor agricole, este cel mai pronunțat în solurile cu textură fină: soluri lutoase și argiloase medii și grele.

Pe solurile ușoare — soluri nisipoase, soluri lutoase nisipoase și soluri lutoase nisipoase — rolul structurii devine mai puțin important, deoarece aceste soluri au în mod natural proprietăți fizice pozitive, iar structura lor este slabă.

***al V-lea CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964***

**COMPLEXELOR ORGANO-MONTMORILLONITE**

JACOB W. KI J NE, SA TAYLOR

S-au descoperit două tipuri de reacții care au loc între compușii organici și particulele de argilă. Gieseking (1939) a arătat că ionii organici intră în reacții de schimb cationic cu mineralele argiloase, în special cu montmorillonitul. Ceva mai târziu, Bradley (1945) și MacEwan (1946) au dovedit că moleculele organice neionice cu caracter polar pot fi, de asemenea, adsorbite de mineralele argiloase. Cationii anorganici prezenți pe suprafețele mineralelor argiloase nu sunt neapărat deplasați prin adsorbția moleculelor organice.

Legăturile de hidrogen au fost propuse ca un posibil mijloc prin care moleculele organice polare sunt fixate pe suprafețele argiloase. Atât Bradley, cât și Me Ewan au concluzionat că moleculele organice sunt fixate pe suprafețele argiloase printr-o legătură slabă C—H...0, oxigenul aflându-se la suprafața mineralului argilos. Pe baza studiilor de difracție cu raze X, Emerson (1956) a sugerat legături de hidrogen între grupările carboxil ale materialului organic și atomii de margine ai celor două cristale de argilă. El a emis ipoteza unei serii de legături de hidrogen la straturile octaedrice de margine ale mineralului argilos. Greenland (1963), utilizând analize în infraroșu ale alcoolilor polivinilici, a concluzionat că atașarea se făcea probabil prin legături de hidrogen între grupările hidroxil ale alcoolului și oxigenii de la suprafața argilei. Teensmeyer și colab. (1960) au arătat că apar modificări semnificative în frecvența de întindere a carbonilului atunci când cetonele sunt adsorbite pe montmorillonit de Ca, sugerând astfel că grupările carbonil pot fi implicate în adsorbție. Legăturile de hidrogen dintre oxigenul cu legătură dublă a unei grupări carbonil și un cristal

de argilă au fost demonstrate de Kohl și Taylor (1961). Un nou suport pentru interacțiunea C—H...0, bazat pe modificările frecvenței de întindere C—H, a venit recent de la R. Tettenhorst și colab. (1962).

METODE EXPERIMENTALE

Montmorillonitul nr. 26 (bentonită din Clay Spur, Wyoming) a fost saturat cu hidrogen și calciu prin floculare repetată în soluții diluate de clorură de hidrogen și clorură de calciu. Fiecare floculare a fost urmată de separare într-o centrifugă și spălare cu apă deionizată până când suspensia a fost dispersată din nou.

Mai mulți compuși organici au fost ulterior adsorbiți pe porțiuni de bentoniți de H și Ca. Compușii utilizați au fost acetat de izopropil, amilbutiratul, 4-metil-2-pentanona, benzoatul de metil, benzoatul de etil și etil-metilcetona. Probele au fost preparate prin plasarea unei cantități măsurate de adsorbant cu 30 ml de adsorbat într-un balon Erlenmeyer. Fiecare amestec a fost agitat timp de o oră și apoi lăsat să stea timp de 24 de ore înainte de a fi evaporat și în final uscat într-un cuptor cu vid la 55°C timp de 12 până la 18 ore. Reziduul a fost măcinat cu un mojar și pistil, iar cantități cântărite variind de la 0,3 la 1,0 grame, în funcție de căldura de imersie așteptată, au fost plasate în becuri mici de probă din sticlă. Aceste becuri au fost suflate din tuburi pyrex cu diametrul de 0,277" până la un volum final de aproximativ 7 cm3.

Becul care conținea proba a fost adus la echilibru termic cu apa într-un calorimetru, apoi a fost spart și proba a fost imersată. Căldura degajată a fost măsurată cu un termistor de 100.000 Q într-un circuit în punte Wheatstone și înregistrată pe un înregistrator Bristol. Călduri de umectare au fost măsurate în acest mod cu o precizie de 0,01 calorii pe gram de sol. Calorimetrul a fost o modificare a celui descris de Pierce și colab. (1958). Căldura generată prin ruperea unui tub gol pentru probă a fost neglijabilă.

Calorimetrul a fost calibrat înainte de fiecare măsurare prin trecerea unei cantități măsurate de curent la o tensiune constantă cunoscută prin încălzitor timp de un minut și observarea deformării pe înregistrator. Rezistența încălzitorului de calibrare și tensiunea au fost alese astfel încât cantitatea de căldură eliberată într-un minut să producă aproximativ aceeași deformări pe înregistrator ca atunci când bentonita de Ca netratată, care a produs cea mai mare căldură de umectare, a fost imersată în apă.

Fiecare calorimetru a fost plasat într-o baie de apă separată, iar întregul ansamblu a fost scufundat într-o baie de apă mare, controlată la 0,1 °C. Temperatura apei din calorimetru s-ar modifica apoi cu mai puțin de 0,001 °C în fiecare perioadă de 15 minute, ceea ce a fost aproximativ timpul necesar pentru o calibrare și o măsurare.

REZULTATE

Căldura medie de umectare a trei până la zece probe de bentonită de calciu pură, bentonită hidrogenată și din aceste bentonite preadsorbite cu compuși organici este prezentată în tabelul 1. Eroarea standard de estimare este între 5 și 10%.

*Tabic J*

**Keats de umectare pentru bentonită pură de Ca și H și cu compuși organici ignifugi preadsorbiți**

DISCUŢIE

Căldura de umectare a mineralelor argiloase variază în funcție de cationul adsorbit (Grim, 1953). Căldura de umectare pentru bentonita pură de Ca și H raportată aici este de aceeași magnitudine cu cea raportată de Slabaugh (1955) pentru bentonita brută.

Toți cei cinci compuși organici au cauzat o scădere a căldurii de umectare. Scăderea a fost cea mai evidentă în cazul benzoaților și cea mai puțin evidentă în cazul metiletilcetonei. Variația poate apărea deoarece adsorbția moleculelor organice lasă o suprafață minerală argiloasă solidă mai puțin curată disponibilă pentru adsorbția apei, rezultând o căldură de umectare mai scăzută.

Adsorbția observată nu poate fi explicată pe deplin prin legătura propusă dintre grupările carboxil ale polimerului și oxigenul de la suprafața argilei (Greenland, 1963; Teonsmeyer și colab., 1960). În acest experiment, adsorbția a avut loc și cu cetonele studiate, iar aceste molecule nu au grupări carboxil.

Rezultatele pot fi cel mai bine explicate presupunând că legăturile de hidrogen au loc între oxigenul cu legătură dublă al grupării carboxil și un atom de hidrogen din cristalul de argilă (Kohl și Taylor, 1961; Tensmeyere și colab., 1960). Moleculele organice dipolare pot fi orientate între suprafețele bazale ale mineralelor argiloase în poziții paralele cu suprafețele (Grim, 1953). Emerson (1957), însă, a sugerat că orientarea acestor molecule ar putea fi astfel încât planul lanțului de carbon să fie perpendicular pe planul (001) și nu paralel, așa cum se credea inițial. Această orientare a moleculelor, cu lanțurile de carbon perpendiculare pe suprafața adsorbantă, este susținută de Greenland (1963). Călduri de umectare observate de noi sunt în acord cu acest model de orientare. Acetatul de izopropilar are o singură grupare metil orientată paralel cu suprafața argilei, în timp ce gruparea amil ($C_3H_7$) a amilbutiratului și gruparea fenil a metil- și etilbenzoatului sunt considerabil mai mari și, în consecință, acoperă mai mult de o poziție de schimb. Prin urmare, căldura de umectare a montmorillonitului de Ca este redusă mai mult cu benzoații adsorbiți pe suprafața argilei decât cu acetatul de izopropilar. Căldura de umectare atunci când amilbutiratul este adsorbit pe montmorillonit de Ca se situează între valorile pentru

complexele acetat- și benzoat-argilă. Acest lucru este în concordanță cu dimensiunea relativă a grupurilor paralele cu suprafața argilei. Hendricks (1944) a subliniat influența aceluiași efect de „acoperire” al moleculelor organice asupra capacității de schimb a montmorillonitului.

Dacă lanțurile de carbon sunt îndreptate departe de suprafața adsorbantă, atât izopropilacetatul, cât și metil-etilcetona ar avea o singură grupare metil orientată paralel cu suprafața argilei în respectivele complexe organo-montmorillonit. Prin urmare, se așteaptă ca căldura de umectare să fie aproximativ aceeași pentru ambele complexe. Cu toate acestea, căldura de umectare este mai mare cu cetona adsorbită pe suprafața argilei decât cu izopropilacetatul. Aparent, energia de legătură este mai mică pentru gruparea carbonil decât pentru gruparea carboxil.

Motivul pentru care căldura de umectare a montmorillonitului ceton-H nu este semnificativ diferită de cea a montmorillonitului H nu este imediat evident. Diferența observată în energia de legătură dintre carboniloxigen și carboxil-oxigen poate fi un factor, iar prezența ionilor de Al relativ mari, care sunt, fără îndoială, prezenți în sistemul argilei hidrogenate, poate fi parțial responsabilă.

**REFERINȚE**

Bradley, WF, 1945, Asocieri moleculare între montmorillonit și unele lichide organice polifuncționale. J. Am. Chcm. Soc., 67, 975—981.

Emerson, WW, 1956, Ameliorator sintetic de sol. J. Agr. Sci., 47, 117—121.

— 1957, Complexe organo-argiloase. Nature, 180, 48—49.

Gieseking, JE, 1939, Mecanismul schimbului de cationi în mineralele argiloase de tip montmorillonit-beidellit-nontronit. Soil Sci., 47, 1-14.

Greenland, DJ, 1963, Adsorbția alcoolilor polivinilici de către montmorillonit. J. Colloid Sci., 18, 647—664.

Grim, RE, 1953, Mineralogie a argilei. McGraw-Hill Book Co., New York.

Hendricks, SB, 1944, Schimbul de baze al mineralului argilos montmorillonit cu cationi organici și dependența sa de adsorbția datorată forțelor Van der Waals. J. Phys. Chern. 45, 65-81.

Kohl, RA, Iaylor, SA, 1961, Legături de hidrogen între gruparea carbonil și bentonita de Wyoming. Soil Sci., 91, 223—227.

Macewan, DMC, 1946, Identificarea și estimarea grupului de minerale argiloase montmorillonite, cu referire specială la argilele din sol. J. Soc. Chern. Ind. (Londra), 65, 298—305.

Mortensen, JL, 1957, Adsorbția poliacrilontitritului hidrolizat pe caolinit. I. Efectul schimbului de cationi și anioni. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, 385—388.

Peterson, JB, 1947, Legătura calcică, un mecanism în granularea solului. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 12, 29-34.

Pierce, C., Mooi, J., Harris, RE, 1958, Condensare capilară în adsorbția prin pulberi. J. Phys. Chern., 62, 655—657.

Slabaugh, WH, 1955, Călduri de imersie ale unor sisteme argiloase în medii apoase. J. Phys.

Chern   ., 59, 1022—1024.

Tensmeyer, LC, Hoffman, RW, Brindley, S. W. „1960, Studii în infraroșu ale unor complexe între cetone și montmorillonit de Ca. Studii organice ale argilei Partea a III-a”, J. Phys. Chern. 64, 1655—1662.

Tettenhorst, R., Beck, CW, Brunton, G., 1962, Complexe montmorillonit-polialcool. A 9-a Conf. Națională Argile și Minerale Argiloase, Pergamon Press Ltd. Macmillan Co., New York, p. 500—519.

**(U cc 05 O (/)**

REZUMAT

Mai mulți compuși organici au fost adsorbiți pe probe de bentonită din Wyoming, care fuseseră saturate anterior cu ioni de hidrogen sau calciu. A fost determinată căldura calorimetrică de umectare a acestor probe. Toate complexele organo-montmorillonite au avut călduri de umectare mai mici decât montmorillonitul pur corespunzător de Ca sau H. Metil-etilcetona adsorbită pe montmorillonit de Ca a avut, de asemenea, călduri de umectare mai mici. Aceste rezultate înseamnă că adsorbția nu a putut fi atribuită exclusiv legăturii couloaibice dintre o grupare carboxil a compușilor și ionii de schimb de baze de pe suprafața argilei. Tendințele observate în ceea ce privește căldura de umectare ar putea fi explicate prin legături de hidrogen între atomii de oxigen cu legătură dublă ai carbonilului sau

gruparea carboxil și atomii din cristalul de argilă.

RELUA

Mai mulți compuși organici au fost adsorbiți de probe de bentonită din Wyoming care fuseseră pre-saturate cu ioni de hidrogen sau calciu. A fost determinată căldura calorimetrică de umectare a acestor probe.

Toate complexele organo-montmorillonite au prezentat o căldură de umectare mai mică decât montmorillonitul pur de Ca sau H. Metiletilcetona adsorbită de montmorillonitul de Ca a prezentat, de asemenea, o căldură de umectare mai mică. Aceste rezultate implică faptul că adsorbția nu poate fi atribuită exclusiv legăturii coulombiene dintre o grupare

carboxil a compușilor și ionii de bază interschimbabili de pe suprafața argilei. Tendințele observate în ceea ce privește căldura de umectare ar putea fi explicate prin legăturile de hidrogen dintre oxigenul cu legătură dublă a grupării carboxil sau carboxil și atomii din cristalul de argilă.

FINANȚARE

Mai mulți compuși organici au fost adsorbiți pe probe de bentonită din Wyoming, saturate în prealabil cu ioni de hidrogen sau calciu. A fost determinată căldura de umectare calorimetrică a acestor probe.

Toți compușii organici de montmorillonit au prezentat călduri de umectare mai mici decât montmorilloniții puri corespunzători, de Ca sau H. Metil etil cetona adsorbită de montmorilloniții de Ca a prezentat, de asemenea, o căldură de umectare scăzută. Aceste rezultate indică faptul că adsorbția nu se datorează exclusiv legăturii coulombiene dintre o grupare carboxil a compușilor și ionii de schimb de baze de pe suprafața argilei. Direcțiile observate ale căldurilor de umectare ar putea fi explicate prin legături de hidrogen dintre atomii de oxigen cu legături duble ai grupării carbonil sau carboxil și atomii din cristalele de argilă.

DISCUȚIE

GH BOLT (Olanda) Judecând după rezumat, Dr. Taylor atribuie diferențele observate în ceea ce privește căldura de umectare diferențelor în gradul de acoperire a suprafeței de către moleculele organice.

Aș dori să întreb dacă Dr. Taylor este de părere că ar putea fi posibil ca și căldura de umectare observată să corespundă căldurii de umectare a probei neîncălzite, minus căldura de desorbție a moleculelor organice. Are vreo informație despre dacă moleculele organice au rămas adsorbite sau au fost eventual desorbite la umectare?

Dacă nu sunt disponibile informații, nu ar oferi o determinare chimică un răspuns la această întrebare?

**W—Congresul solului — c. 3115 nnq**

A. TAYLOR. Între materia organică și argilă apar trei tipuri de legături, așa cum s-a subliniat în lucrarea originală, și anume: legături de hidrogen (1) cu o grupare carboxil, (2) cu o grupare carbonil și (3) cu gruparea alcool (OH). Datele de absorbție în infraroșu arată că aceste legături au intensități diferite. Legătura carboxil este destul de puternică, legătura carbonil mai puțin puternică. În prezent, studiem această problemă, dar rezultatele nu sunt încă complete. În opinia mea, unele dintre legături devin foarte puternice odată ce sistemul argilo-organic a fost uscat. Astfel de legături au fost identificate în sistemele sol-YAMA (copolimer acetat de vinil și acid maleic - Ameliorator de Sol) despre care se știe că formează o structură stabilă (ireversibilă) a solului. Deși este posibil ca desorbția

moleculelor organice sorbite să aibă loc, este puțin probabil ca căldura de desorbție să nu fi depășit căldura de sorbție a apei în orice probă.

O simplă analiză chimică calitativă a materiei organice sorbite nu ar fi suficientă pentru a indica desorbția, deoarece este posibil să fi existat un ușor exces de materie organică adăugată inițial. Numărul și locația pozițiilor de adsorbție nu sunt cunoscute și, într-adevăr, acestea sunt probabil diferite pentru diferitele tipuri de molecule organice sorbite de mineralele saturate cu Ca și H. O analiză cantitativă ar putea dezvălui răspunsul, dar astfel de determinări nu au fost făcute.

***bt CONGRESUL INTERN DE ȘTIINȚA SODULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964***

I. 24

formarea agregatelor de sol în pământul roșu cultivat

YAO HSIEN-LIANG, YU TEH-FEN

Formarea agregatelor de sol în pământurile roșii a fost discutată anterior în literatura de specialitate (Lutz, 1936; Seij, 1962; Kurichichkaya, 1959), dar s-a acordat puțină atenție modificărilor agregatelor de sol din aceste soluri după cultivare. Prezenta lucrare tratează compoziția materialelor cimentante din diferite pământuri roșii cultivate și relația dintre materialele cimentante și agregarea solurilor.

MATERIALE ȘI METODE

Probele de sol din orizontul de suprafață studiat în această lucrare au fost colectate din Kiangsi, în sudul Chinei. Toate solurile, inclusiv pământul roșu erodat, pământul roșu de pe terenuri necultivate (0-5 cm), pământul roșu de pe terenuri uscate (0-16 cm) și stratul arabil de pe solurile de orez temporar submerse, submerse și gleizate, provin din argila roșie cuaternară. Cu excepția pământului roșu erodat, toate solurile studiate au o textură lutoasă. Probele de sol netulburate au fost colectate și uscate la aer. Agregatele stabile în apă cu diametrul de 3-1 mm, 1-0,5 mm și < 0,25 mm au fost separate prin cernere umedă. Materialele cimentante au fost împărțite în trei grupe: 1. Argilă (< 1 p) dispersată cu NaOH 1 N și determinată prin metoda pipetei; 2. Materiale cimentante organice: a. compuși rășinoși și bituminoși extrași cu alcool-benzen (1:1); b. material cimentant organic liber și slab combinat, extras cu NaOH 0,1 N; c. material cimentant organic combinat cu sescvioxizi liberi extrași cu NaOH 0,1 N după îndepărtarea R2O3 prin soluție de Tamm (pH=3,2); d. material cimentant organic combinat cu argilă, calculat prin diferența după tratamentul cu hipobromat de sodiu. 3. Materiale cimentante anorganice: a. oxizi de fier liberi extrași cu soluție de Tamm; b. oxid de fier combinat cu materie organică, calculat ca diferența dintre conținutul de oxizi de fier cu și fără îndepărtarea materiei organice. A fost analizată compoziția materialelor cimentante din agregate. Acizii humici și fulvici ai

Materialele cimentante organice au fost determinate prin metoda lui Tiurin. Detaliile extracției și determinării materialelor cimentante menționate mai sus au fost descrise de Karrelman (1959). După îndepărtarea acestor materiale, s-a efectuat studiul microscopic și analiza particulelor.

REZULTATE ȘI DISCUȚII

Gradul de agregare a solului (5) este influențat de conținutul de materiale cimentante, în special de materie organică și argilă (tabelul 1). Solul de orez submers, gleizat, care conține o cantitate mai mare de materie organică, are un grad de agregare mai mare, deși este prezentă doar o cantitate mică de argilă și oxid de fier.

*Tabelul 1*

**Conținutul de materiale cimentante din solurile studiate**

Desigur, argila este materialul cimentant esențial în agregarea solului, dar oxidul de fier liber este, de asemenea, semnificativ pentru formarea agregatelor de sol în pământurile roșii. În pământul roșu erodat, sunt prezente doar 0,3% carbon organic, 47-50% fracție de argilă și aproximativ 1,3-1,5% oxid de fier liber, iar conținutul de oxid de fier liber în agregatele de sol este cu 0,1-0,3% mai mare decât cel din solul în sine (tabelul 2). Astfel de rezultate arată că oxidul de fier liber este foarte activ în agregarea pământului roșu erodat. În pământul roșu provenit de pe un teren necultivat, materia organică joacă, de asemenea, un rol în agregarea solului, pe lângă oxidul de fier liber. În pământurile roșii cultivate, conținutul de materie organică al agregatelor de sol (3-0,5 mm) este mai mare decât cel al solului în sine. Solul de orez submers, cu glei, conține 2,1% carbon organic, iar conținutul de materie organică al agregatelor de sol (3-0,5 mm) este cu 0,1-0,4% mai mare decât cel din solul în sine. Este evident că materia organică este un material cimentant esențial pentru agregarea pământurilor roșii cultivate.



*Tabelul 2*

**Compoziția materialului cimentant al agregatelor stabile în apă din solurile studiate**

În plus, compoziția materiei organice din aceste pământuri roșii este destul de diferită. În pământul roșu erodat și în pământul roșu provenit din terenuri necultivate, acidul fulvic este predominant, în timp ce conținutul de acid humic este mai mare în pământul roșu cultivat. Raportul dintre acidul humic și acidul fulvic al agregatelor de sol (3-1 mm) este de aproximativ 0,1-0,2 în pământurile roșii erodate și necultivate și de 0,5-0,9 în pământurile roșii cultivate (tabelul 3). Conținutul de materie organică al agregatelor de sol, în special al compușilor rășinoși și bituminoși, al materiei organice combinate cu argila și al materiei organice libere și slab combinate, scade odată cu scăderea dimensiunii agregatelor. În solurile cu un conținut mai scăzut de materie organică, materia organică combinată cu sescvioxizi este concentrată în agregatele mici (< 0,25 mm).

*Tabelul 3*

**Conținutul de acid humic și fulvic în materialul de cimentare (procente de C organic)**

Din rezultatele de mai sus se arată că materia organică joacă rolul principal în agregarea pământurilor roșii cultivate și că printr-un astfel de proces de cimentare se pot forma agregate stabile în apă de dimensiuni mari.

Stabilitatea și porozitatea agregatelor de sol și modelul de cimentare al particulelor de sol sunt afectate de compoziția materialelor cimentante. În agregatele de pământ roșu erodat, o mare parte din particulele de argilă sunt eliberate după primul tratament cu NaOH 0,1 N și nu se mai separă nicio fracțiune de argilă prin tratament alcalin suplimentar după îndepărtarea sescvioxizilor liberi cu soluție de Tamm. Pe de altă parte, în solul de orez submers, gleizat, materia organică este materialul cimentant esențial și doar 50% din fracțiunea de argilă este eliberată după îndepărtarea materialelor cimentante libere și slab combinate; și aproximativ 70% din fracțiunea de argilă este eliberată după îndepărtarea ulterioară a materialelor cimentante organice combinate cu sescvioxizi. Întreaga fracțiune de argilă (100%) poate fi eliberată numai în cazul tratamentului cu hipobromat de sodiu (fig. l).

Din observațiile microscopice, s-a constatat că orientarea particulelor în agregatele de sol din pământ roșu cultivat este mai afânată și mai complicată decât cea din pământul roșu erodat. De asemenea, în tabelul 4 se arată că porozitatea agregatelor este semnificativ afectată de orientarea particulelor. Porozitatea agregatelor din solurile de orez submerse, cu glei, este mai mare decât cea a altor soluri.

*(b)*

Fig. 1. Distribuția granulometrică a particulelor de sol din agregate după îndepărtarea materialelor coloidale:

a — pământ roșu erodat; b — sol de orez submersat, glicizat;

I după îndepărtarea materialelor cimentante organice libere și slab combinate; II după îndepărtarea materialelor cimentante organice libere și slab combinate și a materialelor cimentante organice combinate cu R2O3; III • - • - după îndepărtarea materialelor cimentante organice libere și slab combinate, a materialelor cimentante organice combinate cu R2O3 și a materialelor cimentante organice combinate cu argilă.

I. 24

*Tabică 4*

CONCLUZIE

Caracteristicile agregatelor de sol din pământ roșu sunt destul de diferite. După cultivare, agregarea solului produsă sub acțiunea de cimentare a argilei și a oxidului de fier liber scade, iar agregarea prin acțiunea de cimentare a materiei organice crește. De asemenea, s-a constatat că raportul dintre acidul humic și acidul fulvic al agregatelor din pământ roșu cultivat crește și că stabilitatea și porozitatea agregatelor sunt îmbunătățite.

REFERINȚE

Karrelman, FF, 1959, Proprietățile fizico-chimice ale agregatelor stabile la ghips în diferite tipuri de soluri din URSS. Academic Press Moscova.

Kurichichkaya, AI, 1959, Compoziția fracționată a humusului unor tipuri de sol în linkopanină și rolul său în formarea structurii solului, Universitatea din Moscova Vestnik, Biologie Senior, Știința Solului, 3, 71—78.

Lutz, JE, 1936, Relația dintre fierul liber din sol și agregare. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1, 43-45.

Seij, Suco, 1962, Aspecte fundamentale ale structurii solului, Bulletin al Institutului Național de Științe Agricole, nr. 12, 289-301.

REZUMAT

Prezenta lucrare tratează compoziția materialului cimentant din diverse tipuri de pământ roșu cultivat și relația dintre materialele cimentante și formarea agregatelor de sol. În pământul roșu, argila este materialul cimentant esențial pentru agregatele de sol, oxidul de fier liber este, de asemenea, important pentru formarea acestora, în timp ce materia organică joacă rolul principal în agregarea solului din pământurile roșii cultivate, în special din solurile de orez.

Caracteristicile agregatelor de sol din pământ roșu sunt destul de diferite. După cultivare, agregarea produsă sub acțiunea de cimentare a argilei și a oxidului de fier liber scade, iar agregarea datorată acțiunii de cimentare a materiei organice crește. De asemenea, s-a constatat că raportul dintre acidul humic și acidul fulvic al agregatelor din pământ roșu submers cultivat (soluri de orez) este crescut și că stabilitatea și porozitatea agregatelor sunt îmbunătățite.

L24

REZUMAT

Această lucrare tratează compoziția materialului cimentant din diverse tipuri de pământ roșu cultivat și relația dintre materialul cimentant și formarea agregatelor din sol. În pământul roșu, argila este principalul material cimentant; oxidul de fier liber este, de asemenea, important pentru formarea agregatelor din sol, în timp ce materia organică joacă rolul principal în agregarea pământurilor roșii cultivate, în special în solurile de orez submerse.

Caracteristicile agregatelor de sol din pământ roșu sunt destul de diverse. După cultivare, agregatele de sol legate de argilă și oxid de fier liber se reduc, în timp ce agregarea datorată materiei organice crește. De asemenea, s-a stabilit că raportul dintre acizii humici și acizii fulvici din agregatele de pământ roșu cultivat submers (soluri de orez) este crescut și că stabilitatea și porozitatea agregatelor sunt îmbunătățite.

FINANȚARE

Acest articol examinează compoziția materialului cimentant din diverse soluri roșii cultivate și relația sa cu formarea agregatelor de sol. În solurile roșii, argila este principalul material cimentant în formarea granulelor de sol, iar oxidul de fier liber este, de asemenea, important pentru formarea agregatelor de sol. Cu toate acestea, materia organică joacă rolul principal în formarea granulelor de sol în solurile roșii cultivate, în special în solurile inundate de orez.

Caracteristicile agregatelor de sol roșu sunt destul de diferite. După cultivare, agregatele de sol legate de argilă și oxid de fier se reduc, iar mărunțirea sub influența materiei organice crește. De asemenea, s-a constatat că raportul dintre acizii humici și cei fulvici din agregatele solurilor roșii inundate cultivate (soluri din orezării) a crescut, iar stabilitatea și porozitatea agregatelor s-au îmbunătățit.

DISCUŢIE

EW RUSSELL (Kenya). După cum știți deja, soluția Tamm extrage atât hidroxizi liberi de fier, cât și hidroxizi de aluminiu, așa că, din păcate, tratarea solului cu acest reactiv nu poate face distincția între efectul relativ de agregare al acestor doi oxizi hidratați.

Studii recente efectuate în Australia de TL Desphande au arătat că agenții de cimentare activi sunt aluminiul, și nu oxizii hidratați de fier.

YAO HSIEN-LIANG. Nu am studii comparative privind influența A12O3 și Fe2O3 asupra cimentării particulelor de sol.

**Al IV-lea CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SODULUI. BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964**

**INFLUENȚA SATURAȚIEI PARȚIALE DE SODIU ȘI MAGNEZIU ASUPRA STABILITĂȚII STRUCTURALE A SOLURILOR ARGILOASE**

FFR KOENIGS, R. BRINKMAN

În Olanda, în provincia Friesland, se găsesc suprafețe mari de sol argilos, care au o reputație proastă din cauza proprietăților lor fizice slabe, cum ar fi permeabilitatea scăzută și conductivitatea umidității.

Sunt în mare parte prea uscate vara și prea umede iarna, aratul este dificil, iar activitatea biologică este scăzută. Sunt folosite ca pajiști permanente. Denumirea vernaculară este argila „Knip".

Se presupune că acestea au fost depuse intermitent între 400 și 500°C (van Veenenbos și Schuylenborgh, 1951) în apă de mare salmastre cu mișcare lentă și că, în momentul depunerii, conținutul lor de carbonat de calciu era scăzut. Acest lucru se reflectă printr-un raport calciu/magneziu mai mic de 3 și un procent relativ ridicat de sodiu adsorbit (3-10%), ambele valori crescând odată cu adâncimea. A fost subiect de speculații dacă acest conținut ridicat de magneziu contribuie substanțial la proprietățile fizice proaste ale acestor soluri, așa cum au sugerat van Schuylenborgh și Veenenbos (1951).

Prezenta anchetă a fost efectuată pentru a elucida această problemă.

MATERIAL

Au fost comparate două probe, proba 4 reprezentând orizontul prismatic al unei argile „Knip" (24-45 cm) și proba B prelevată la aceeași adâncime dintr-un sol argilos marin învecinat. Caracteristicile probelor sunt prezentate în tabelul 1.

Fracția de argilă este formată din cuarț și ilit, primul găsindu-se în principal în fracțiunea 2-0,1 p, iar cel de-al doilea în fracțiunea < 0,1 p. Proba A este mai ușoară decât proba B și conține mai puțină materie organică și mai mult magneziu și sodiu. Conținutul ridicat de potasiu al probei B este probabil cauzat de cantitățile mari de gunoi de grajd aplicate pe acest câmp datorită proximității sale față de fermă.

Proba A poate fi considerată un sol sodic-magneziu, iar proba B ca un sol potasiu-calciu.

Universitatea Agricolă de Stat, Wageningen, ȚĂRILE DE JOS.

EXPERIMENTE

*Stabilitate*

Probele au fost supuse testului de stabilitate (Koenigs, 1961). În acest test, stabilitatea a 2 g de agregate cu diametrul de 2-4 mm este măsurată în stare saturată prin agitare cap la cap. Probele au fost utilizate în stare proaspătă, în stare baltoasă și uscată, fie cu compoziția lor originală de cationi adsorbiți, fie după saturație cu Ca sau Mg. De asemenea, a fost investigată influența concentrației de electrolit a lichidului asupra stabilității. Saturația cu Ca sau Mg a fost efectuată prin spălarea agregatelor în vasele de agitare cu o soluție normală a clorurilor corespunzătoare, urmată de mai multe spălări cu apă distilată. Distrugerea agregatelor înainte de test a putut fi evitată printr-o manipulare atentă. Baltizarea s-a realizat prin presarea unei părți din proba proaspătă printr-o sită de 3,2 mm, fără a lăsa proba în stare baltoasă să se usuce. Deși s-a făcut o analiză completă a curbelor de distrugere (Koenigs și Schuffelen, 1960). Tabelul 2 conține doar indicii de stabilitate.

Diferențele de instabilitate dintre cele două probe umede netratate sunt izbitoare. Din analiza completă a curbelor de distrugere s-a putut deduce că 36% din solul A și doar 8% din solul B se dispersează spontan. Dacă se utilizează ca mediu o soluție 0,002 N de sulfați de Mg sau Ca în loc de apă distilată, indicele de stabilitate al solului A este crescut de opt ori, iar cel al solului B este mai puțin decât dublat. Creșterea semnificativă a indicelui de stabilitate al solului A este cauzată de doi factori, și anume schimbul de ioni monovalenți la adsorbție.

complex împotriva ionilor divalenți din soluție și, de asemenea, creșterea concentrației soluției înconjurătoare. Cu ajutorul constantelor de schimb (Lagerwcrff și Bolt, 1959; van Schouwenburg și Schuffelen, 1963) și a datelor din tabelul 1, s-a putut calcula că procentul de sodiu adsorbit a scăzut după echilibrarea cu primii 60 ml de soluție 0,002 N de la 9 la 0,8% din CEC. Deoarece schimbul de Na este astfel practic complet înainte de începerea experimentului, în această serie se investighează doar influența concentrației de electrolit asupra stabilității argilei de Ca sau Mg. Din creșterea mare a stabilității solului A, care este mult mai mare decât efectul așteptat al creșterii concentrației singure, și din stabilitatea probei umede saturate cu calciu în apă distilată, se poate deduce că creșterea indicelui de stabilitate se datorează schimbului de cationi.

*Tabelul 2*

**Indici de stabilitate (x 1000) ai probelor A, B și solului Winsum (Koenigs, 1961)**

**• Suspensie, saturată, spălată cu acetonă și uscată.**

**• Suspendat, tratat cu H^Oj, saturat, spălat cu acetonă și uscat.**

Influența magneziului asupra creșterii stabilității este comparabilă cu cea a calciului. Când stabilitatea probei /I este analizată după ce a fost presărată printr-o sită, se constată că este

foarte mică. Aproximativ jumătate din sol se dispersează spontan în apă. Motivul scăderii stabilității este acela că legăturile de humus care leagă particulele de argilă și nisip sunt rupte și că, prin aranjamentul mai paralel dintre plăcile de argilă, atracția dintre margini și plăci scade (Koenigs, 1963). Stabilitatea a fost crescută prin saturarea solului presărat cu calciu sau magneziu și nu s-a observat nicio peptizare spontană după spălări repetate cu apă distilată. Prin eliminarea sodiului și saturarea cu ioni divalenți, presiunea de umflare scade, atracția dintre margini și plăci crește, iar legăturile de humus sunt întărite.

O uscare la 105°C îmbunătățește semnificativ stabilitatea acestor subsoluri, iar diferențele dintre probele de sol natural și cele saturate cu Mg sau Ca se diminuează. Nu se poate stabili dacă principala cauză trebuie considerată atracția crescută Madelung, cauzată de distanțele mai mici dintre cristalele de argilă, sau uscarea ireversibilă a coloizilor organici sau anorganici. Perioada de înmuiere înainte de test a fost de o săptămână; prin urmare, se poate presupune că rehidratarea a fost completă.

Ambele teste cu agregate artificiale arată că stabilitatea acestui sol este enorm redusă prin îndepărtarea materiei organice. Cauza acestei scăderi este probabil susceptibilitatea crescută la stingere de către aerul încapsulat, așa cum se va arăta mai târziu.

În cazul lui B, influența schimbului și a creșterii concentrației de sare asupra stabilității probei umede și naturale este mult mai mică decât în cazul lui A. Acest lucru este de așteptat, deoarece stabilitatea unui sol argilos agregat, complet saturat cu potasiu, este similară cu cea a unui sol calcic și depinde doar puțin de concentrația de sare (Koenigs, 1961).

După baltisare, însă, solurile cu potasiu se dispersează spontan, deoarece în aceste soluri atracția Madelung are un interval foarte mic. Procentul ridicat de saturație a potasiului din proba B este probabil responsabil pentru stabilitatea foarte scăzută după baltisare, în comparație cu solul baltisat complet saturat fie cu Mg, fie cu Ca.

Prin uscare, stabilitatea solului crește din nou, dar mai puțin semnificativ decât cea a probei A; factorul este de 1,6 în loc de 7,5.

Stabilitatea agregatelor artificiale este doar puțin mai mare decât cea a celor naturale; scade la o doisprezecime din valoarea sa atunci când materia organică este îndepărtată din sol. Deoarece toate solurile uscate au fost introduse în sticlele agitate fără o saturare lentă prealabilă cu apă, una dintre cauzele stabilității scăzute ar fi putut fi aerul prins în interiorul agregatelor, asigurând astfel o forță expansivă suplimentară. Prin urmare, analiza a fost repetată cu agregatele saturate cu calciu, fără materie organică, după o umectare prealabilă împotriva unei aspirații de 20 cm de apă. Prin umectare lentă, stabilitatea a fost crescută de șase ori, iar valoarea sa s-a ridicat la jumătate din cea a agregatelor care conțin materie organică. Deși nu s-a efectuat niciun experiment cu agregate umectate lent care conțin materie organică și s-a efectuat o comparație strictă

nu se poate face. Experimentele anterioare (Koenigs, 1961) au arătat că, în cazul solurilor argiloase de același tip și care conțin materie organică, influența unei umeziri bruște este neglijabilă.

*Permeabilitate*

Pentru a investiga dacă sedimentarea în apă salmastră fără precipitat de CaCO3 și formarea de FeS ar fi putut fi cauza permeabilității scăzute a argilei „Knip”, permeabilitatea unei suspensii de sol în apă de mare a fost determinată după desorbție parțială. Procedura a fost următoarea: un volum cunoscut din suspensia de 5% în apă de mare a probei A a fost adus pe o membrană Gottingen în filtre Szigmondy din porțelan (0,6 cm). Partea pâlniei de sub membrană a fost umplută în prealabil cu apă, la fel ca și tubul de cauciuc conectat la ieșire. Ieșirea tubului de cauciuc se afla la un nivel de 1 m sub membrană. După echilibrarea suspensiei cu această aspirație, permeabilitatea a fost determinată cu o înălțime constantă. Din conținutul de umiditate al suspensiei pe membrană, s-a putut calcula grosimea turtei de filtrare și, cu ajutorul constantelor aparatului determinate anterior, și permeabilitatea acesteia. După determinarea permeabilității pentru apa de mare, s-a percolat fie apă, fie alte soluții, iar permeabilitatea a fost determinată în același mod. Rezultatele sunt prezentate în tabelul 3.

Permeabilitatea sedimentelor de apă de mare, constatată în aceste experimente, este de același ordin de mărime ca cea constatată în experimentele de teren din

*Tabelul 3*

**Permeabilitatea suspensiilor desorbite la pF2, gradient Im/m**

Olanda (Zuur, date nepublicate). Dacă, după percolarea cu apă de mare, solul este percolat cu o soluție saturată de gips sau o soluție echivalentă de MgSOj, permeabilitatea este aproape menținută. Chiar și o percolare ulterioară cu apă dulce reduce permeabilitatea doar cu un factor de aproximativ doi. Se pare că concentrația soluțiilor de Mg și Ca este suficientă pentru a prezenta defloculare în perioada în care solul este încă parțial saturat cu sodiu. După ce sodiul a fost îndepărtat prin schimb, o levigare ulterioară cu apă distilată nu pare să diminueze atracția dintre margine și placă într-o asemenea măsură încât structura s-ar prăbuși. Cu toate acestea, dacă solul este percolat cu apă distilată imediat după percolarea cu apă de mare, au loc defloccularea și umflarea, iar permeabilitatea scade cu un factor de 50. Gipsul, atunci când este amestecat în sol, se dizolvă cu o viteză suficient de mare pentru a menține o concentrație suficientă de sare. Dacă se utilizează carbonat de calciu, atunci permeabilitatea scade substanțial atunci când percolarea cu apă de mare este urmată de una cu apă distilată aflată în echilibru cu presiunea normală a dioxidului de carbon din aer. Numai atunci când aceasta din urmă este crescută, carbonatul de calciu se dizolvă suficient de repede pentru a preveni defloccularea. Scăderea ulterioară a tensiunii dioxidului de

carbon nu influențează semnificativ permeabilitatea, deoarece sodiul a fost deja dislocat. Ultima serie arată că o substituire a ionilor de sodiu cu calciu nu ajută la restabilirea permeabilității odată ce structura s-a prăbușit; acest lucru a fost constatat și de Wiklander și Hallgren (1944).

CONCLUZIE

Din aceste experimente de stabilitate se poate concluziona că stabilitatea scăzută a probei 4 nu este cauzată de magneziul schimbător de 28%, ci provine atât de sodiul schimbător de 9%, cât și de conținutul scăzut de materie organică. Acesta din urmă este demonstrat de faptul că, chiar și agregatele uscate naturale saturate cu calciu din proba A au doar un indice de stabilitate de 0,29 față de 0,70 în cazul probei B.

A doua concluzie este că probele saturate cu magneziu se comportă foarte asemănător solurilor saturate cu calciu, deși stabilitatea lor este constant ceva mai mică (factor 0,8). Atunci când a lucrat cu granule preparate din fracția de argilă cu compoziție similară și fără materie organică, primul autor nu a putut detecta nicio diferență de stabilitate între saturația de calciu și magneziu la pH = 8. Numai în cazul granulelor de sol argilos Winsum s-au detectat o diferență de stabilitate între solurile cu Ca și Mg, precum și o influență a pH-ului. Cu toate acestea, în cazul unui sol argilos de bazin (sediment de Rin) nu s-a constatat o astfel de influență. Este îndoielnic dacă conversia Mg'* în Mg(OH)', prezentată ca explicație de van Schuylenborgh și Veenenbos (1951), ar putea juca un rol.

Stock și Davies (1948) au determinat a doua constantă de disociere °f M&(OH)2 ca fiind 0,0026. Aceasta înseamnă că la pH 10, unde concentrația de OH' este 10'4, raportul Mg'7Mg(OHF) este 26 • (2 6 • 10'3 = —2_A2HJ_1

Mg(OH)¯J

Se pare că nu există niciun motiv pentru o scădere a acestei constante de disociere în imediata vecinătate a suprafeței de argilă încărcată negativ.

Pentru conversia sedimentelor de apă de mare în soluri normale (tranziția unui lichid Bingham într-un solid) este necesară cooperarea mai multor procese: desalinizarea, oxidarea care duce la formarea gipsului (formarea de SOf prin oxidarea FeS, interacționând cu CaCO3), schimbul sodiului adsorbit și al unei părți din magneziu cu calciu, deshidratarea sedimentului provocând o contracție în mare parte ireversibilă. Gradul de ireversibilitate este strâns corelat cu stabilitatea saturată a agregatelor formate prin contracție. În cazul în care este prezentă o cantitate insuficientă de gips, lipsa CaCO3 și FeS, înlocuirea Na și Mg nu este completă. Deoarece stabilitatea saturată a solurilor parțial saturate în sodiu este scăzută (Quirk și Schofield, 1955) la concentrația de sare prezentă în soluri, macroporii nu pot exista în stadiul saturat și rezultatul este o structură densă a acestor soluri. Deși stabilitatea agregatelor poate fi îmbunătățită în mare măsură prin înlocuirea Na cu Ca, această înlocuire în sine nu va îmbunătăți structura densă. Macroporii trebuie creați prin

arare profundă și/sau activitate biologică. Este de așteptat doar o mică îmbunătățire suplimentară a stabilității agregatului dacă și Mg adsorbit este înlocuit cu Ca.

REFERINȚE

Koenigs, FFR, 1961, Stabilitatea mecanică a solurilor argiloase sub influența condițiilor de umiditate și a altor factori, VLO, nr. 67.7, TPUDOC Wageningen.

— 1963, Băltirea solurilor argiloase, Noth. J. Agric. Sci., Vol. 11, 145—156.

Koenigs, FFR, Schuffelen, AC, 1960, Tratament matematic al determinărilor stabilității agregatelor, al 7-lea Congres Internațional de Știința Solului, Vol. I, nr. 24.

Lagerwerff, JV, Bolt, GH, 1959, Analiza teoretică și experimentală a ecuației lui Gapon pentru schimbul de ioni, Soil Sci., Vol. 87, 217.

Quirk, JP, Schofield, RK, 1955, Efectul concentrației de electroliți asupra permeabilității solului, J. Soil Sci., 6, 163—178.

Schouwenburg, J. Ch. van, Schuffelen, AC, 1963, Potassium Exchange Behavior of an Illite. Ncth. J. Agric. Sci., Vol. 11, 13—22.

Schuylenborgh, J. van, Veenenbos, JS, 195\, Influence of Mg on the structure of sediments, Landbk. Tijdschr., Vol.63, 709—719.

Stock, DJ, Davies, CW, 1948, A doua constantă de disociere a hidroxidului de magneziu. Trad. Faraday Soc., vol. 44, 856—859.

Veenenbos, J.S., Schuylenborgh, J., 1951, Fenomenul de tăiere sau îndoire a solurilor argiloase, Boor cn Spade, Vol. 4, 24-39.

Wiklander, L., Hallgren, G., 1944, Ueber die Dispersion der Bodenkolloide, Lantbrug Hogsk. Ann., voi. 12., 230—250.

Zuur, AJ (ob,), Prelegeri despre recuperarea terenurilor drenate, Universitatea Agricolă de Stat, Wageningen, Olanda.

REZUMAT

S-a stabilit că comportamentul fizic al solurilor saturate cu magneziu nu diferă semnificativ de cel al solurilor cu calciu. Prin urmare, procentul ridicat de magneziu din solurile formate din depozite de apă de mare salmastre nu este cauza structurii lor defectuoase, ci o relicvă a condițiilor adverse din perioada de desalinizare trecută.



.iSUMÉ

S-a stabilit că caracterul fizic al solurilor saturate cu magneziu nu diferă mult de cel al solurilor saturate cu calciu.

Procentul ridicat de magneziu observat în solurile formate din depozite de apă salmastră nu este, așadar, cauza directă a structurii lor precare, ci o consecință a unor condiții adverse datând din perioada de desalinizare.

FINANȚARE

S-a demonstrat că proprietățile fizice ale solurilor saturate cu magneziu diferă doar puțin de cele ale solurilor calcice. Prin urmare, conținutul ridicat de magneziu al mlaștinilor salmastre nu ar trebui considerat cauza structurii lor precare, ci mai degrabă o relicvă a condițiilor nefavorabile din perioada de desalinizare.

DISCUȚIE

WH VAN DER MOLEN (Olanda). A conținut solul B $CaCO_3$? Prezența sa este sugerată de comportamentul acestui sol atunci când este suspendat în apă distilată.

FFR KOENIGS. În solul B este prezentă o cantitate de $CaCO_3$, dar influența sa este mică. Acest lucru este demonstrat de faptul că curba de distrugere a solului B acumulat în compoziția sa naturală este mult mai abruptă decât cea după saturarea cu Ca.

***CONGRESUL INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964***

**I. 26**

Efectul îngrășămintelor cu potasiu asupra structurii solului

PA VLASIUK 1

Multă vreme au predominat opiniile conform cărora aplicarea îngrășămintelor cu potasiu a cauzat o dispersie structurală în soluri și că, în consecință, acestea pot fi aplicate doar sub plante perene în cadrul rotației culturilor (Williams, 1951). Astfel de opinii s-au dovedit a fi eronate.

Cercetările experimentale efectuate de autor împreună cu AL Pechura pe cernoziomuri irigate obișnuite cu semne de solonetizare (1952—1964) au arătat că aplicarea diferitelor forme de îngrășăminte cu potasiu (în doze de la 30—45 până la 60 kg/ha de $KaO_2$) nu a cauzat nicio dispersie structurală.

Datele din tabelul 1 confirmă faptul că numărul agregatelor cu valoare agronomică nu a scăzut sub influența îngrășămintelor cu potasiu în nicio variantă a experimentului, în timp ce randamentele la grâul de toamnă, porumb, sfeclă de zahăr și cartofi au crescut.

Prin aplicarea sulfatului și clorurii de potasiu sau a sulfatului de potasiu-magneziu și, în unele cazuri, chiar a kainitei, la sfecla de zahăr, grâul de iarnă și cartofi, s-a înregistrat o coagulare a particulelor coloidale și o creștere a numărului de agregate structurale stabile în apă. Sub influența sulfatului de potasiu și a clorurii de potasiu sau a amestecului acestora (50% fiecare) s-a constatat o creștere a agregatelor din sol (tabelul 2).

*Tabelul 1*

**Efectul îngrășămintelor cu potasiu aplicate la sfecla de zahăr asupra distribuției granulometrice a agregatelor cernoziomurilor obișnuite (în %)**

1 Institutul de Fiziologie Vegetală, Kiev, USSK

*Tabelul 2*

**Efectul îngrășămintelor cu potasiu asupra randamentelor, cantității de agregate stabile în apă și dispersiei solului**



sub sfecla de zahăr și grâul de iarnă, precum și în randamentele acestora. O scădere a conținutului de agregate a fost înregistrată numai după aplicarea kainitei la sfecla de zahăr. În consecință, nu s-a observat nicio dispersie în sol care s-ar reflecta în structura acesteia.

Datele din tabelul 3 arată că la culturile pe rânduri — sfeclă de zahăr și cartofi — aplicarea sulfatului de potasiu a dus la o coagulare evidentă a coloizilor din sol și la o creștere a conținutului de agregate structurale. Acest lucru a fost favorizat în special de aplicarea clorurii de potasiu, a sulfatului de potasiu-magnezie și a kainitei. Acest lucru elimină complet dispersia în sol ca efect al îngrășămintelor cu potasiu și ridică problema utilizării lor pe scară largă.

*Tabelul 3*

**Efectul îngrășămintelor cu potasiu asupra dispersității și agregatelor structurale ale unui cernoziom argilos ușor obișnuit (1953)**

Trebuie ținut cont de faptul că există o interacțiune complicată între partea cationică a îngrășămintelor cu potasiu și coloizii din sol. Din punctul de vedere al datelor moderne, complexul adsorbant al solului joacă un rol excepțional de important în agregarea solului, în măsura în care coloizii săi organo-minerali, organici și minerali se află în strânsă interrelație cu soluția solului și cu particulele mai mari care formează hidrosoluri, hidrogeluri și agregate.

Reacțiile de schimb și adsorbție au loc numai cu atomi, molecule și ioni care se află la suprafața particulelor coloidale. Acestea promovează o adsorbție și o coagulare mai intensă a particulelor minuscule în agregate mai mari. Astfel, creșterea, dezvoltarea și productivitatea culturilor depind de un întreg complex de factori, inclusiv capacitatea și natura complexului adsorbant (Gedroitz, 1932), compoziția și structura solului și conținutul de potasiu al solului. Acest lucru a fost confirmat foarte clar de randamentele sfeclei de zahăr, grâului de iarnă și cartofilor, afectate de diverse îngrășăminte cu potasiu.

După aplicarea metodelor de analiză cu raze X și cromatografie a fracțiilor coloidale fine, DTA, electronografie, spectroscopie în infraroșu, atomi marcați și microscopie electronică, conceptele noastre despre complexul adsorbant al solului s-au schimbat esențial. În prezent, avem o cantitate vastă de date despre compușii care fac parte din coloizi în diferite tipuri de sol. Acest lucru a cauzat schimbări radicale în ideile noastre despre coloizi, complexul adsorbant, proprietățile fizice și fertilitatea solului (Vlassiuk și Sedletzky, 1960, Prianishnikov, 1952).

Împreună cu Sedletzky, am reușit să demonstrăm că coloizii solului, observați la microscop electronic (x 10.000 - 40.000), sunt în mare parte fin cristalini, partea amorfă fiind nesemnificativă. În timp ce anterior se credea că particulele coloidale ale solului au o formă globulară, s-a dovedit că o astfel de formă este predominant reprezentată de compuși amorfi, în timp ce majoritatea coloizilor sunt particulari și variați ca formă. Găsim aici lamine hexaedrice sub formă de hexagoane, lamine cu margini puternic erodate, tubuli separați, așchii, tije, ace și chiar forme filiforme. Toate acestea depind de mineralele părții coloidale. Astfel de minerale însumează acum peste 100 de specii și varietăți, inclusiv montmorillonit, caolinit, ilit, nontronit, haloizit și multe altele.

Printre coloizii organici am identificat acizii oxicarboxilici aromatici cu greutate moleculară mare, acizii humici și fulvici, cristalele de acid humic de formă discică, diverse fracțiuni de humus activ etc. Partea organică a solului interacționează cu partea minerală, acest lucru fiind favorizat substanțial de microfloră, microfaună și, în special, de aplicarea îngrășămintelor și de prelucrarea solului.

Pe baza faptelor menționate mai sus, se pot trage următoarele concluzii:

Succesele actuale în studiul compoziției mineralelor coloidale din sol și din humus permit o utilizare mai rațională a solurilor și îngrășămintelor în agricultură.

Cercetările noastre efectuate pe terenuri irigate indică faptul că îngrășămintele cu potasiu nu dispersează solul.

Diferite forme de îngrășăminte cu potasiu au un efect pozitiv asupra nutriției cu potasiu a plantelor, asupra structurii și proprietăților fizice ale cernoziomurilor obișnuite (cu urme de solonetizare). Sfecla de zahăr, grâul de iarnă și cartofii le sporesc considerabil randamentul și calitatea.

REFERINȚE

Gedroitz, KK 1932, Chimizarea agriculturii socialiste, nr. 9—10.

Prianishnikov, DN, 1952, Opere alese, vol. 1 — 3, M., Selhozgiz.

Vlassiuk, PA, Sedletzky, ID, 1960, Despre diferite soluri în lumina realizărilor moderne în fizică și chimie, Visnik silskogospodarskoi nauki, Nr. 3.

Williams, VR, 1940 Știința solului, M. (Selkhozgiz. 1948, Lucrări alese, M., Moskovsky Rabochy.

1951, Opere complete, vol. VI, VII.

**tu cc (T5 sau GO**

REZUMAT

Pe baza multor ani de investigații, autorul concluzionează că realizările actuale în studiul mineralelor coloidale și al humusului permit o dezvoltare mai completă a utilizării solului și a îngrășămintelor în scopuri agricole.

Cercetările experimentale efectuate de autor în condiții de irigații au dovedit că îngrășămintele cu potasiu nu dispersează structura solului, că unele dintre ele cresc semnificativ randamentele și calitatea sfeclei de zahăr, grâului de primăvară și cartofilor și îmbunătățesc nutriția cu potasiu a plantelor, precum și proprietățile fizice ale cernoziomurilor obișnuite cu urme de solonetizare din regiunile de stepă ucrainene.

RELUA

Pe baza mai multor ani de cercetare, autorul concluzionează că progresele actuale în studiul compoziției coloizilor și humusului din sol fac posibilă o utilizare mai cuprinzătoare a solurilor și îngrășămintelor în agricultură.

Cercetările experimentale efectuate de autor în condiții de irigare au dovedit că îngrășămintele minerale cu potasiu nu dispersează structura solului și chiar cresc semnificativ randamentul sfeclei de zahăr, grâului de vară și cartofilor, îmbunătățesc calitatea produselor agricole, condițiile de nutriție cu potasiu ale plantelor, precum și compoziția și proprietățile fizice ale cernoziomurilor obișnuite cu urme de alcalinitate din regiunile de stepă ale Ucrainei.

FINANȚARE

Pe baza mai multor ani de cercetare, autorul concluzionează că cunoștințele actuale despre compoziția coloizilor minerali din sol și a humusului fac posibilă o utilizare mai completă a solurilor și îngrășămintelor în agricultură.

Studiile experimentale efectuate de autor în condiții de irigare au arătat că îngrășămintele cu potasiu nu dispersează structura solului, în timp ce unele dintre formele lor cresc semnificativ randamentele sfeclei de zahăr, grâului de primăvară și cartofilor, îmbunătățesc calitatea produselor agricole, nutriția potasică a plantelor și textura și proprietățile fizice ale cernoziomurilor comune din zona de stepă a Ucrainei, care prezintă urme de alcalinitate.

**Al VI-lea CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964**

**EFECTUL POLIMERILOR ASUPRA STRUCTURII UNOR SOLURI DIN BULGARIA**

W. GALEWA, A. KITIPOFF

În ultimii ani, multe țări au studiat efectele polimerilor asupra structurii solului. Cu toate acestea, rămân câteva întrebări nerezolvate și trebuie menționat că solurile bulgărești prezintă o serie de caracteristici specifice (Antipoff-Karataeff, 1960) care sunt determinate de condițiile fizice și geografice. Prin urmare, sunt de așteptat diferențe în ceea ce privește efectele polimerilor.

Acest raport prezintă rezultatele studiilor privind efectele următorilor polimeri produși în străinătate: „Verdickung AN” (RDG), „Solakrol” (Republica Populară Ungară) și „Soiluck” (Japonia). Studiile au fost efectuate pe sol cenușiu de pădure, sol forestier de culoarea scorțișoarei levigat, Solonetz-Solonchak și Chernoziom-Smolnița levigat.

Solurile examinate pot fi caracterizate pe scurt după cum urmează: solurile cenușii și de pădure de scorțișoară sunt soluri argiloase grele (46–51% granulație < 0,01 mm și respectiv 25–30% < 0,001 mm). Conținutul lor de humus este scăzut (1,6–2,3%). Atât solurile cenușii, cât și cele de pădure de scorțișoară sunt terenuri arabile vechi, motiv pentru care structura solului lor este grav deteriorată (78–82% granulație < 0,25 mm). Solul Solonchak-Solonetz este un lut nisipos mediu-greu, cu un conținut foarte scăzut de humus. Datorită conținutului ridicat de sodiu schimbabil, acestui sol îi lipsește o macrostructură rezistentă la apă. Structura sa este foarte densă, iar permeabilitatea la apă este practic zero. Printre aceste soluri, solul Cernoziom-Smolnița ocupă o poziție specială. O trăsătură caracteristică a

acestui sol este faptul că granulația sa este foarte rezistentă la atomizare (Galewa și Demjanoff, 1956). Deși este sol provenit de pe terenuri arabile vechi, conține o proporție mare de granule rezistente la apă, cu dimensiuni de 1–0,25 mm (73%). Cu toate acestea, datorită caracterului său argilos (71% din particule < 0,01 mm și 55% < 0,001 mm) și conținutului de minerale argiloase din grupa montmorillonitelor, acest sol prezintă caracteristici fizice nefavorabile.

**L27**

Proprietăți icolo-mecanice. Am inclus solul Cernoziom-Smolnița în investigațiile noastre pentru a determina dacă polimerii ar putea contribui la formarea de granule impermeabile > 1 mm în acest sol .

Pentru a determina rezistența la apă a pesmetului, s-a utilizat o modificare a metodei lui Savinov pentru analiza pesmetului (Vershinin și Revut, 1957). Proba a fost ținută în apă timp de o oră înainte de cernerea umedă.

Polimerul „Agen de îngroșare AN” este un poliacrilat de Na-NH4, „Solakrol” este un poliacrilat de Na, iar „Soiluck” este un alcool polivinilic acetilat (aproximativ 90% mol).

Conform lui Katschinski (1962), polimerii nu sunt capabili să exercite un efect satisfăcător de formare a structurii în concentrații scăzute. În ceea ce privește „îngroșarea AN”, el presupune că o concentrație de 0,2% este necesară pentru solurile studiate. În ceea ce privește același polimer, Bergmann (1955) recomandă o concentrație de 0,01–0,05% pentru condițiile de sol din RDG. Prin urmare, concentrația optimă variază în limite destul de largi, în funcție de sol. În experimentele noastre, am testat efectul următoarelor concentrații: 0,005, 0,02, 0,05, 0,1, 0,2 și 0,5%.

În studiile noastre de laborator, am utilizat soluri concasate cu o granulometrie < 0,25 mm pentru a determina dacă polimerii erau capabili să restabilească structura solului după distrugerea mecanică a macrogranulelor naturale de sol prin metoda Wölliger. În aceste experimente, ne puteam aștepta, în mod firesc, și la un efect de formare a structurii sub influența coloizilor organici și minerali prezenți în sol (Wilenski, 1945, Vershinin, 1953, et al.). Pentru a obține o evaluare corectă a eficacității polimerilor, am inclus în schema noastră experimentală și o variantă cu formare de granule a solurilor concasate prin umezirea cu apă.

În literatura de specialitate, eficacitatea amelioratorilor artificiali de sol este de obicei evaluată pe baza proporției de granule > 0,25 mm. Pentru solurile cu o compoziție mecanică mai grea, considerăm că este de mare importanță dacă această fracție totală constă în principal din granule cu granulație mică de 1—0,25 mm sau conține și granule > 1 mm. Prin urmare, am sintetizat datele în următoarele fracții: > 1, 1—0,25, < 0,25 și total > 0,25 mm.

Din tabelul 1 se poate observa că agregarea particulelor în granule prin umectare doar cu apă în solurile Cernoziom-Smolnița duce la formarea unei cantități mari de granule impermeabile, care, la fel ca solul original (înainte de măcinare), au dimensiunea de mm#. O anumită cantitate de granule din fracția menționată anterior se formează și în solurile forestiere gri și de culoarea scorțișoarei, dar este semnificativ mai mică (8% față de 59% în solul Cernoziom-Smolnița). Acest lucru confirmă constatarea altor autori (Behar, 1959).

I. 27

Proprietățile solului Cernoziom-Smolnița au fost confirmate: sub influența umidificării și uscării, granulele distruse mecanic sunt restaurate. În solul Solonchak-Soloneț, umidificarea nu a dus la restaurarea structurală, ceea ce era de așteptat.

În experimentele privind restructurarea solurilor măcinate cu polimeri, s-a constatat că cea mai slabă concentrație, 0,005%, a cauzat formarea în principal a granulelor din fracția cu granulație mică 1-0,25 mm. Efectul este cel mai mare în solurile forestiere gri și de culoarea scorțișoarei, unde starea structurală a probelor originale este restabilită. În solul Cernoziom-Smolnița, efectul atât al concentrației de 0,005%, cât și al concentrației mai mari, 0,02%, este neglijabil. Spre deosebire de acest sol, în solurile forestiere gri și de culoarea scorțișoarei, conținutul de granulație nou formată se dublează sub influența concentrației de 0,02%. Ca și în cazul concentrației mai slabe, aceste granulații aparțin fracției cu granulație mică. De asemenea, trebuie remarcat faptul că și concentrația de 0,02% exercită un efect semnificativ asupra Solontschak-Solonetz, ceea ce corespunde naturii neinterschimbabile a efectului reciproc al polimerului cu solul.

Tabelul 1 arată, de asemenea, că odată cu creșterile ulterioare ale concentrației, efectul polimerului asupra formării granulelor scade treptat pentru toate solurile, cu excepția solurilor Solonchak-Solonetz. Cu toate acestea, începe formarea de granule mai mari de 1 mm. Și aici, adică nu numai la concentrații scăzute, efectul este cel mai mare pentru solurile cenușii și de pădure de scorțișoară. Este izbitor faptul că în Cernoziom-Smolnița, prezența unor cantități mari de granule cu granulație mică (1-0,25 mm) nu contribuie la creșterea efectului polimerului sau la formarea de granule impermeabile mai mari de 1 mm. Acest lucru se datorează probabil unei umflături semnificative (datorată participării montmorillonitului la compoziția argilei), ceea ce duce la o slăbire a legăturilor macro-granulare.

Atunci când se tratează solurile cu o compoziție structurală naturală, efectul polimerului este semnificativ mai puternic. Tabelul 2 arată că o concentrație de 0,02% în solurile cenușii și de pădure de scorțișoară are ca rezultat formarea a 58-79% de granule rezistente la apă > 0,25 mm, ceea ce reprezintă o creștere de trei ori, respectiv de patru ori, comparativ cu solurile originale. În solul Solonchak-Solonetz, observăm o creștere de o dată și jumătate până la dublă. Datorită conținutului ridicat de granule de această dimensiune în solul natural, efectul polimerului este cel mai scăzut în solul Cernoziom-Smolnița (85-93% granule de 0,25 mm și, respectiv, 75%).

Se poate observa că efectul unei concentrații de 0,02% este complet suficient pentru a obține o cantitate mare de granule > 0,25 mm. Cu toate acestea, această concentrație nu este eficientă dacă scopul este de a produce granule impermeabile > 1 mm. Mult mai avantajoasă în acest sens este concentrația

Tabelul 1

**Conținutul de firimituri impermeabile la tratarea solurilor măcinate cu polimeri și apă**

Numărător > 0,25 mm granule; numitor > 1 mm granule

Î; Scanat cu scanerul OKEN

**O cc 05 U CO**

concentrație 0,1%. De exemplu, în solul de pădure de culoarea scorțișoarei, 62% din granule >1 mm s-au format sub influența a 0,1% „An îngroșator” și 21% la o concentrație de 0,05%. Concentrația de 0,1% exercită, de asemenea, un efect pozitiv semnificativ asupra formării granulelor > 1 mm în solul Cernoziom-Smolnița. În experimentele cu soluri concasate (Tabelul 1), s-a constatat că „Soiluck” contribuie mai mult la formarea granulelor > 1 mm decât „An îngroșator” și „Solakrol” (concentrația de 0,05% corespunde, din punct de vedere al efectului, concentrației de 0,1% a celorlalți doi polimeri). Cu toate acestea, acest avantaj al „Soiluck” nu a fost evident în experimentele cu probe naturale.

*Tabelul 2*

**Conținutul de granule impermeabile la tratarea solurilor cu polimeri în compoziție structurală naturală**

Numărător > 0,25 mm granule; Numărător > 1 mm granule

Tratamentul cu 0,1% „Antipiretic îngroșător" a dus la o creștere multiplă a permeabilității la apă și la o reducere semnificativă a durității la tăiere în toate solurile.

La determinarea concentrației optime, este important să se ia în considerare nu doar rezultatele testelor de laborator, ci și modul în care reacționează plantele. Rezultatele experimentelor în ghiveci arată că, sub influența tratării solului de pădure de culoarea scorțișoarei, levigat și podzolizat, cu „Antracit de îngroșare", sistemul radicular atât al butașilor de tutun, cât și al ardeilor a crescut semnificativ (Tabelele 3 și 4). Experimentele cu creșterea concentrațiilor de „Antracit de îngroșare" au relevat o bună corelație între îmbunătățirea structurală treptată și creșterea numărului de rădăcini odată cu creșterea concentrației de polimeri. Datele relevante indică faptul că plantele răspund foarte bine la îmbunătățirea condițiilor fizice ale solului.

I. 27

răspund bine. Cu toate acestea, un efect pozitiv semnificativ asupra randamentului a fost obținut doar cu soiul de ardei sensibil „Siwrija 600". Se poate observa că consumul de apă pe unitatea de substanță uscată a fost mai mic în solul tratat (302 g de apă la 1 g de masă plantă, comparativ cu 449 g de apă la 1 g de masă plantă în solul netratat). Lipsa unei creșteri semnificative a randamentului în testul în ghiveci cu soiul hibrid „D 103 x Siwrija 600" se datorează, în opinia noastră, vigorii mai mari a soiurilor hibride, care utilizează nutrienții solului mai intens și mai complet. Această capacitate a soiului hibrid este confirmată de valorile absolute ale randamentului, care sunt semnificativ mai mari decât cele ale soiului „Siwrija 600".

Studiile privind durata efectelor polimerilor au arătat (Tabelul 4) că, după doi ani de cultivare a ardeilor, diferențele în ceea ce privește starea structurală erau încă semnificativ în favoarea solului tratat. În legătură cu aceasta, greutatea volumetrică a solului a fost, de asemenea, semnificativ mai mică în variantele tratate (1,13) decât în variantele netratate (1,28).

Datorită volumului mai mare de sol disponibil plantelor, avantajul plantelor cu un sistem radicular mai puternic va avea un impact mai mare asupra randamentului în câmp.

În concluzie, se poate afirma că aplicarea polimerilor poate fi deosebit de semnificativă în solurile gri, scorțișoară și Solonchak-Solonetz. În aceste soluri, chiar și concentrații sub 0,1% sunt demne de remarcat, deoarece duc la o îmbunătățire semnificativă a stării lor structurale. În Bulgaria, o creștere semnificativă a suprafețelor irigate este pe ordinea de zi,

motiv pentru care problema îmbunătățirii structurii solului devine din ce în ce mai relevantă.

I. 27

*Tabelul 4*

Rezultatele experimentului la tratarea solului de pădure de culoarea scorțișoarei levigat cu „NA îngroșător”

*Soiul de ardei „Sivrija 600”, 1962*

*Experiment cu creșterea dozelor de „îngroșător AN” la soiul de ardei „B103 X Sivrija”, 1963*

LITERATURĂ

Antipov-Karataev, L N., 1960, Potschivit v Bulgaria, Sofia.

Bechar, A., 1959, „Wliianic na potschivcniia tip vrhuhturoobrazuvancto”, Izvcstiia na Potschivcniia institut BAN, voi. IV, 100—112.

Bergmann, W., Fiedler, II., 1955, Synthetische Bodcnverbcsscrungmittcl ihre Wirkung und Anwendung. Wissenschaftliche Zeitschrift der Friedrich-Schiller-Universität, Jena, Jahrg 4, H.2/3, 356.

Galewa, W., Demianow, K., 1956, Wodno-fizitscheski svoislua na tschemoziomite-smolnilsi v Blgaria, Nautschini trudove na Instituta za potschivcni izsledovaniia "N. Puskarov", kn.2, 11—50.

Katschinski, NA, 1962, Problema ispolzovaniia wysokomolchuliarnych soedinenii dlia ostrukturowaniia potschw, Wcstnik Moskovskogo Universiteta, No. 4, 3-23.

Vershinin, PW, Rewut, IB, 1957, Metoda de analiză a structurii potschwennoi, Biulleten nautschinotehnitschcskoi informații po agronomitschesckoi fizike, No.3, VASHNIL, 26—29.

Vershinin, PW, 1953, Obratimosti iawlenii vodoprotschnosli poschivennoi slruktury, Sbornik po agronomitschcskoi fizike, wîp, 6, 219-227.

Wilenski, DG, 1945, Agregalsia potschw, ee teoriia i prakticheskoc priloshenie, AN SSSR.

REZUMAT

Eu

A fost studiat efectul polimerilor „Îngroșător AN”, „Solakrol” și „Soiluck” asupra îmbunătățirii structurii și a unor proprietăți fizice ale solurilor de pădure cenușie, solurilor de pădure de scorțișoară levigate, solurilor Solonchak-Solonctz și solurilor de cernoziom-smolnița levigate.

S-a constatat că agregatele stabile în apă formate sub influența unor concentrații mai mici aparțin predominant fracției cu granulație mică de 1–0,25 mm. Pentru formarea agregatelor rezistente la apă mai mari de 1 mm, „Soiluck” prezintă un efect bun la concentrații de 0,02–0,05%, în timp ce „Anhidridă de îngroșare” și „Solakrol” prezintă acest efect la concentrații de 0,05–0,1%.

În experimentele în ghiveci, s-a constatat o bună corelație între îmbunătățirea structurală treptată și creșterea cantității de rădăcini odată cu creșterea concentrației de polimer.

REZUMAT

A fost investigată influența polimerilor „Verdickung AN”, „Solakrol” și „Soiluck” asupra îmbunătățirii structurii și a unor proprietăți fizice ale solurilor forestiere cenușii, solurilor forestiere de culoarea scorțișoarei levigate, solurilor solonchak-solonetz și solurilor chemozem-Smolnitza levigate.

S-a stabilit că agregatele stabile în apă, formate sub influența unei concentrații mai mici, sunt considerate a aparține în special fracției microgranulare 1—0,25 mm. „Soiluck” s-a dovedit a avea o influență bună asupra formării agregatelor stabile în apă > 1 mm în concentrații de 0,02—0,05%, în timp ce pentru „Verdickung AN” și „Solakrol” o influență similară a fost exercitată în concentrații de 0,05—0,1%.

În experimentele în ghiveci s-a stabilit o bună corelație între îmbunătățirea treptată a structurii și creșterea numărului de rădăcini odată cu creșterea concentrațiilor de polimeri.

RELUA

On a étudié l'influence des polymères „Verdickung AN”, „Solakrol” et „Soiluck“ en vue de 1 amélioration de la structure et de quelques propriétés physiques des sols gris de forêt, sol de forest „canclle" lévigé, solontchak-solonetz et chernozcm-smolnitza.

Agregatele stabile în apă, formate sub influența unei concentrații mai mici, s-au dovedit a aparține în principal fracției microgranulare de 1—0,25 mm „Soiluck”.



dovedește că are o influență favorabilă asupra formării agregatelor > 1 mm stabile la acțiunea apei în concentrații de 0,02 până la 0,05%, iar „Vcrdickung AN” și „Solakrol” exercită o influență similară în concentrații de 0,05 până la 0,1%.

În experimentele în vază s-a stabilit o corelație favorabilă între îmbunătățirea treptată a structurii și creșterea sistemului radicular, ambele datorate creșterii concentrațiilor de polimer.

DISCUŢIE

L. DE LEEN HEER (Belgia): Ați stabilit prin teste pe teren că creșterea randamentului face utilizarea polimerilor viabilă din punct de vedere economic?

W. GALEVA. Nu am efectuat încă niciun studiu pe teren care să ne permită să determinăm efectul economic al polimerilor. Cu toate acestea, culturile intensive (legume și culturi industriale) sunt foarte răspândite în agricultura bulgară și cred că polimerii pot juca un anumit rol ca și crusticide în condiții de irigare.

**16 Coaitesul tolului — c. 3115**

<ycc co u co

**AL XI-LEA CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SODULUI, BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964**

28 de ani

**EFECTUL PREPARATELOR „CH 5" ȘI „CM 1" ASUPRA MAI MULTELOR PROPRIETĂȚI ALE AGREGATELOR ARTIFICIALE DE SOL**

J. CSAPÖ-MIKLÖSI, R. DOBAI, J. KAIN1

Problema stabilizatorilor structurali devine din ce în ce mai importantă atât aici, cât și în străinătate.

Tiurin scria despre această chestiune încă din 1954: „...dacă se va putea găsi o metodă profitabilă din punct de vedere economic pentru formarea artificială a structurii, vor apărea mari schimbări în tehnologia noastră agricolă, ale căror consecințe pot fi probabil comparate cu revoluțiile care au avut loc în Europa de Vest la acea vreme prin utilizarea generală a îngrășămintelor minerale și prin intermediul cărora recolta medie de graminee, care până atunci ajunsese la 15 dz/ha cu cultivarea trifoiului, a crescut la 25-30 dz, adică s-a dublat" (Tiurin, 1954).

După ce ideea creării de agregate artificiale pentru sol a fost propusă în Uniunea Sovietică în 1932 de către Joffe și Talmud (Vershinin, 1958), un preparat cunoscut sub numele de „Krilium" sau CRD-189 a fost utilizat pentru prima dată în agricultură în Statele Unite.

Acesta era un polielectrolit solubil în apă, cu greutate moleculară mare. La acesta s-a adăugat CRD-189. Efectul stabilizator al acestor preparate a fost raportat în 1951, după mai mulți ani de cercetare (Nehaz, 1955; Krämer, 1955). De atunci, numărul de stabilizatori utilizați în Statele Unite s-a multiplicat. Aceștia includ: HPAN (un derivat hidrolizat de poliacrilonitril), VAMA (polimer de acetat de vinil, acid maleic), CMC (compuși carboilmetilceluloză) și IMBA (un polimer de izobutilenă și acid maleic). După testarea diverselor produse, URSS a apelat în ultimii ani la mai multe materiale plastice, cum ar fi poliacrilonitrilul, poliacrilonitrilul hidrolizat, poliacrilamida, copolimerul acidului metacrilic cu metacrilamida, K-4, K-6, K-6, K-2-6, K-3-6 etc. (Gussak, 1961; Akhmedov și colab., 1962). Trebuie menționat că K-4 și K-6 s-au dovedit a fi stabilizatori superiori celorlalți (Aripov, 1963). În Republica Populară Ungară, un derivat de HPAN a fost dezvoltat în 1955 sub denumirea de „Solakrol".

**00**

28 de ani

care este o soluție apoasă de poliacrilat de sodiu 20% (Krämer, 1955). În RDG se utilizează și o serie de rășini sintetice, cum ar fi acrilatul de calciu monomeric, poliacrilonitrilul hidrolizat (VLB Chemische Werke Schkopau), rășinile de uree și formaldehidă (VEB Leunawerk), Vestopal H — o rășină poliesterică (Chemische Werke Hüls AG), Epilox EGR-19 — o rășină epoxidică (VEB Leunawerk), Pelasal 59, 136 G (rășini sintetice pe bază de acetat de polivinil, VEB Kittwerk Pirna). Dintre toate aceste preparate, acrilatul de calciu monomeric și rășinile sintetice de uree și formaldehidă s-au dovedit a fi cele mai potrivite (Fiedler și Czerney, 1963). Cercetările în acest domeniu s-au răspândit în aproape toate țările, astfel încât numărul stabilizatorilor structurali crește zi de zi.

În România, primele studii în această direcție au fost efectuate de Lungu folosind CRD-186 — un produs al URSS (Lungu, 1958) și de Csapö folosind „Solakrol" — produs în Republica Populară Ungară (Csapö, 1959). În același timp, a apărut prima lucrare despre efectele polielectroliților autohtoni BP-1 și BP-2 (Popa și Bratu, 1960). Au urmat studii suplimentare despre efectele esterului etilic al acidului poliacrilic (Csapö și colab., 1961), acidului poliacrilic (Csapö și colab., 1963) și copolimerului „CH5" (Csapö, Dobai și Kain, 1963).

Între timp, studiile privind efectul stabilizator al copolimerului CH5 au fost intensificate, iar rezultatele au fost comparate cu cele ale unui nou preparat, CM1. Ambele substanțe sunt produse sintetice ale Institutului Chimigaz din Mediaș.

Această lucrare prezintă rezultatele obținute cu aceste două produse. Ambele sunt stabilizatori valoroși.

MATERIAL ȘI METODĂ

Investigațiile noastre au fost efectuate în condiții de laborator. Obiectul lor a fost: orizonturile d} și Z2 ale unui sol pseudodogley-lessiv (solurile nr. 3 și 4); orizontul A al unui sol parabrun (solul nr. 15); orizonturile Af și A"g ale unui cernoziom levigat, degradat

textural (solurile nr. 11 și 12); orizontul A al unui sol de pantă brun deschis (solul nr. 9); orizontul A al unui sol de luncă (solul nr. 7); și orizontul (H) al unui sol aluvial nisipos-lutos, slab humic (solul nr. 19). Câteva date analitice caracteristice pentru aceste soluri - necultivate - sunt prezentate în Tabelul 1.

Rezistența la apă a celor mai valoroase agregate, adică a celor cu diametrul de 3–1 mm, a fost determinată (Krämer, 1952; Terts, 1954). Agregatele care au rămas după cernerea umedă pe o sită cu dimensiunea ochiurilor de 1 mm au fost considerate rezistente la apă. Au fost testate atât agregatele naturale, cât și cele artificiale obținute prin cernere uscată. În cazul agregatelor artificiale, s-au folosit agregate zdrobite și 244

*Tabelul I*

**Caracterizarea solurilor examinate**

Scanat cu OK

Solul a fost cernut printr-o sită de 1 mm și tratat cu apă și agenți de stabilizare. Aceștia au fost amestecați într-o soluție apoasă de 1,5-2%. Apoi a fost adăugată cantitatea de apă necesară pentru a atinge limita inferioară de plasticitate.

Rezistența la apă a fost determinată folosind aparatul Kazo (Kazo, 1958) în patru repetiții, după o umidificare rapidă prealabilă de 30 de minute și ulterioare 30 de decantări în 15 minute.

Rezistența la compresiune a agregatelor naturale și artificiale de 2,5—3 mm 0 a fost măsurată folosind aparatul construit de Pop. Pentru fiecare probă de sol s-au efectuat 50—100 de determinări.

REZULTATE ȘI DISCUȚII

Rezultatele testelor sunt prezentate în Figura 1. Următoarele au fost reprezentate grafic pentru fiecare orizont: rezistența la apă în % pentru agregatele naturale, pentru agregatele artificiale obținute cu 0,1% „Solakrol", pentru agregatele cu apă și pentru agregatele cu CH5 și CM1. Ultimele două preparate au fost utilizate în concentrații de 0,02, 0,04, 0,08, 0,12, 0,16, 0,20 și 0,24%, măsurate prin greutatea solului uscat la aer. De asemenea, este prezentată rezistența la compresiune a agregatelor naturale, a agregatelor preparate cu apă și a agregatelor artificiale preparate cu aceleași concentrații de stabilizatori. •

Pentru a interpreta rezultatele rezistenței la apă obținute cu metoda aplicată, am introdus următoarea scală: rezistență foarte bună la apă (90—100%), rezistență bună (25—90%), rezistență suficientă (50—75%), rezistență slabă (25—50%), rezistență foarte slabă (<25%).

În cazul agregatelor naturale, s-a observat o rezistență foarte bună la apă în solurile nr. 15 și 11. Toate celelalte orizonturi au demonstrat o rezistență bună la apă, cu excepția solului nr. 4 (re-

**U28:**

(atingând) și nr. 19 - acesta din urmă practic lipsit de stabilitate hidraulică. Aceasta a confirmat constatarea că agregatele orizonturilor superioare, bogate în humus, formate sub vegetație naturală, au o bună rezistență la apă (Lungu, 1950-1951; Dvoracsck și colab., 1952).

Agregatele artificiale create cu apă nu au prezentat practic nicio rezistență la apă.

„Solakrol" a fost adăugat într-un raport de 0,1% din greutatea solului. Cu excepția solurilor nr. 3, 4 și 15 — unde rezultatele au fost mult sub valorile de rezistență la apă ale agregatelor naturale — indicii măsurați au rămas în general la nivelul natural. Doar în cazul solului nisipos (nr. 19) rezistența la apă a fost semnificativ mai mare.

Curbele obținute cu diferite concentrații de CH5 sunt de două tipuri: una prezintă un maxim la o concentrație de 0,20% (solurile nr. 4, 15 și 7); cealaltă are un maxim la o concentrație de 0,12% (solul nr. 11) sau 0,16%, urmată de o scădere mai mult sau mai puțin pronunțată la o concentrație de 0,20%, înainte de a arăta în final o creștere suplimentară a rezistenței la apă (solurile nr. 3, 12, 9 și 19). În cazul solului nr. 11, cele două maxime sunt la 0,08 și 0,10%. Maximele ambelor tipuri de curbe corespund practic rezistenței naturale la apă, cu excepția solului nr. 19 (nisip lutos), în care agregatul artificial este semnificativ mai stabil.

Curbele obținute cu CM 1 sunt, de asemenea, de două tipuri: una are un singur maxim la concentrații de 0,12—0,16°/o (solurile nr. 19 și 9), cealaltă are două vârfuri. Primul maxim se situează între concentrații de 0,08—0,16°/o; acesta este urmat de o scădere mai mult sau mai puțin accentuată (solurile nr. 3, 4, 12 și 7, și 15 și 112); al doilea maxim corespunde concentrației de 0,20 sau 0,24°/o. Curbele CM 1, în general (cu excepția solului nr. 11), prezintă valori ale rezistenței la apă mai mari decât cele obținute cu CH 5. Valorile rămân apropiate de rezistența la apă a agregatelor naturale, dar sunt mult mai mari pentru solurile nr. 4 și 19.

Rezultatele cu CH5 și CM1 arată că preparatul CM1 are un efect de stabilizare mai pronunțat; în 5 cazuri (solurile nr. 3, 15, 12, 9 și 7), s-a obținut o rezistență bună la apă - în jur de 80% - chiar și la o concentrație de 0,04%. În 2 cazuri (solurile nr. 15 și 19), rezistența la apă a fost, de asemenea, mai mare decât în cazul utilizării CH5 și doar într-un caz (solul nr. 11) efectele ambelor preparate au fost practic identice. Comparativ cu „Solakrol", CH5 a prezentat un efect mai mare în 3 cazuri (solurile nr. 3, 4 și 15), un efect aproximativ echivalent în 2 cazuri (solurile nr. 11 și 12) și un efect mai mic în 3 cazuri (solurile nr. 9, 7 și 19). Preparatul CM 1 a prezentat un efect mai scăzut în 3 cazuri (solurile nr. 15 și 19).

Pentru solurile 12, 9, 11, existența celor două vârfuri nu este certă.

Pentru solurile 15 și 11, existența celor două vârfuri nu este certă.

**L21**

(solurile nr. 3, 4 și 15) ca fiind superioare și s-au dovedit a fi aproximativ echivalente cu „Solakrol" în toate celelalte soluri.

Ambele preparate, CH5 și CM1, au avut un efect de stabilizare sigur chiar și în concentrațiile minime de 0,02 și respectiv 0,04%, toate valorile lor fiind mai mari decât cele ale agregatelor tratate doar cu apă.

În timpul investigațiilor, nu s-a putut observa niciun efect semnificativ al valorilor pH-ului și V asupra rezistenței la apă a agregatelor artificiale din orizonturile de suprafață.

Caracterul curbelor corespunde, în general, conceptului care s-a dezvoltat cu privire la existența unei legături de hidrogen între grupările OH ale mineralelor argiloase și grupările funcționale active ale stabilizatorilor (Kazo, 1958; Emerson, 1959; Gussak, 1961; Maslenkowa, 1961; Aripow și colab., 1963; Davidescu, 1963; Fiedler și Czerney, 1963). • .

Acest lucru are scopul de a crea rețele stabile care combină particulele elementare ale solului în agregate rezistente la apă.

Aripov și colab. (1963) au obținut un efect maxim de stabilizare la o concentrație de 0,15% în experimentele lor cu preparatul K-4, ceea ce este foarte aproape de concentrațiile noastre maxime eficiente (vezi și Akhmedov și colab., 1962). Faptul că în mai multe cazuri curba caracteristică prezintă două maxime ar putea fi explicat după cum urmează: fracția de argilă a solurilor studiate este dominată de beidelit (50-65%, 50-50%, 35 ...

Datele privind rezistența la compresiune a agregatelor naturale arată că orizonturile superioare ale solurilor situate imediat sub vegetația naturală diferă mai mult unele de altele în acest sens decât în ceea ce privește rezistența la apă (Csapö și Bälint, 1958). Astfel, solurile nr. 11, 12 și 7 (cernoziom levigat și sol de luncă) prezintă o rezistență la compresiune ridicată, în timp ce solul nr. 19 (nisip lutos) prezintă o rezistență la compresiune foarte scăzută.

Rezistența la presiune a agregatelor artificiale preparate cu CH5 este — cu excepția solului nr. 19 — mai mare la concentrația de 0,04% decât la următoarea, fenomen care nu poate fi observat la agregatele preparate cu CM1.

Pentru agregatele artificiale preparate cu unul dintre cele două preparate sau cu apă, relația dintre textură (hy), tipul de sol și rezistența la compresiune este următoarea: a) Pentru ambele soluri cu hy < 2,75, rezistența la compresiune a agregatelor este mai mică de 250 g/agregat (soluri nr. 3, 4 și 19); b) Pentru solurile cu hy > 3,60, în orizontul X' al cernoziomului levigat (solul nr. 11), rezistența la compresiune a agregatelor artificiale este sub limita de 700 g agregat; cambisolul podzolizat aparține, de asemenea, acestei categorii din punct de vedere al rezistenței la compresiune; c) Pentru solurile cu hy > 3,60,

**2«**

Solul de luncă și solul de pantă de culoare maro deschis (solurile nr. 7 și 9) au rezistențe la compresiune semnificativ mai mari, pragul inferior fiind de aproximativ 300 g și pragul superior între 1.200 și 1.900 g/agregat. Orizontul A'g al cernoziomului levigat, degradat textural - care este apropiat de solul de luncă - se situează între ultimele două grupe, în special în ceea ce privește rezistența la compresiune a agregatelor preparate cu apă. Valorile pentru agregatele artificiale preparate cu apă au fost mai mari în majoritatea cazurilor decât pentru agregatele preparate cu stabilizatori. Astfel, stabilizatorii structurali nu au avut niciun efect pozitiv asupra rezistenței la compresiune a agregatelor.

Ca și în cazul agregatelor naturale, s-a demonstrat că rezistența la compresiune a agregatelor artificiale este mai caracteristică tipului de sol decât rezistența lor la apă.

Rezistența la compresiune a agregatelor artificiale este, în general, semnificativ mai mică decât cea a agregatelor naturale. Excepții fac agregatele formate în apă, care au produs valori similare cu agregatele naturale, și solul nr. 7 (sol de luncă) tratat cu $CH_1$ 0,20%, unde valorile au fost mai mari. În cazul solului nr. 19 (nisip lutos), rezistența agregatelor naturale la compresiune este foarte scăzută, astfel încât rezistența agregatelor artificiale cu $CH_3$ și $CM_1$ este mai mare.

LITERATURĂ

Akhmedov, KS, Zainotdinovw, S., Pogokelski, KW, 1962, Novyjestrukturo-obrasuyushchyr Veshchestva, Sbornik, Trudow po agronomitschcskoi Fisike, 171-176.

Aripow, EA, Hamraew, SS, Akhmedow, KS, 1963, Structureoobrasowanie w glinach pod wlijaniem preparata K-4 Potschwowcdenie, 7, 66-72.

Csap6-M., J., Balint, E. ,1958, Contribuții la studierea stabilității hidrice a agregatelor și a coeziunii inter granuläre la principalele tipuri de soluri din jurul Cluj ului, ~Lucrüri științifice. Inst. agr. „Dr. P. Groza", Cluj, Bd. XIV, 5—19.

Csap6, J., 1959, Date referitoare la stabilitatea hidrică a agregatelor naturale și artificiale la diferite tipuri de soluri din jurul Clujului, Lucrări științifice, Inst Agr. „Dr.P. Groza", Cluj, Bd. XV, B—14.

Csapö-M., J., Gallo, ST., Illyes G., 1961, Emulsia apoasă a esterului etilic al acidului poliacrilu c^^ilizalor de structură, Lucrări științifice, Inst. Agr. „Dr.P. Groza", Cluj, Bd.

Csap6-M., J., Dobai, R., Kain, J. Gallo, St., 1963, Acidul poliacrilic ca stabilizator de structură. Lucrări științifice, Inst. Agr. „Dr. P. Groza", Cluj, Bd.XIX.

Csap6-M., J., Dobai, R. Kain, J., 1963, Copolimerul „Chimigaz 5” ca stabilizer de structură. Știința solului, anul I, Nr.2, 143-148.

Davidescv, D., 1963, Agrochimie, ed. a II-a, 770-771.

Dvoracsek, M., Klimes-Szmik, A., Fejer, B., 1952, Adatok magyrorszdgi talajok szerkezeli dllapot- dro, Agrok^mia es Talajtan, voi. 1, nr.4, 479 194

Emerson, W., W., 1959, Structura granulelor de sol, Journal of Soil Sei. Vol. 10, Nr. 2, 235-244.

Fiedler, HJ, Czerney., 1963, Posibilități de stabilizare a solului folosind rășini sintetice, Journal of Agricultural Research and Testing, Vol. 9, Numărul 415.

Gussak, WB, 1961, Opyt primenenije guminowych i polimernyh preparatow na serosemah w zeliah uluchschenija i struklury i borby s erosiej, Potschwowcdenie, No. 8. 42*53«

Kazö, B., 1958, „Solakrol” Aol., Agroecologie și Știința Solului, vol. 7, nr. 2, 141—150.

—- 1958, Recenzie a problemelor coloidale ale structurii solului la Conferința de Fizică a Solului de la Müncheberg

*Ferenc, Agronomie și Știința Solului, vol. 7, nr. 2, 199—201.*

Krämer, M., 1952, Investigarea permeabilității apei la miezul solului, Agrochimie și Știința Solului, Vol. 1, Nr. 4, 495—507.

1955, Posibilități de aplicare domestică a amelioratorilor de sol, Agrochimie și Știința Solului, Vol. 4, Nr. 1, 94—96.

Lungu. eu,. 1950—1951, Contribuții la cunoașterea stabililăii hidrice a structurii cîtorva soluri din RPR, Analele ICAR., Bd. XXI, 290.

1958, Rezultate experimentale de laborator privind influența unui policlectrolit sintetic (CRD-18G) asupra stabilită[ii hidrice a structurii solului, Probleme de pedologie, 25—43.

Maslenkowa, G. L., 1961, O mechanisme iskusstwennogo struhturoobrasowanija, Potschwo-wcdenic, No. 11, 31-36.

Nehez, R., 1955, Talajok szerkezetenek megjavităsa szintelikus szerves anyagokkal, Agrokemia es Talajtan, Bd. 4, No. 1, 92—94.

Popa, A., Bratu, Z., 1960, Cercetări de laborator privind stabilirea influentei unor polielectrolifi

*sintetici realizati in R.P.R. asupra structurii solului, Revista pădurilor, No. 1, 16—20.*

Terts, 1., 1954, Egyszcrü laboratoriunii mâdszer a talajmorzsăk tartösügdnak meghatărozdsdra, Agrokömia es Talajtan, Bd. 3, No. 3, 253-255.

Tiurin, IW, 1954, Povyzhenie plodorodijai hulturnogo sostojanija potschw SSSR — vashnejshaja problema potschwowedenija i zemledelija. Potschwwedenie, Nr. 3, 1-16.

fahrer, I., Balint, I., 1963, Date of analysis asupra mineralelor argiloase ale solurilor din împrejurimile Clujului, St. cerc, agron.

Vershinin, P. W„ 1958, Ob iskusstwcnnych potschwcnnych strukturoobrassowateliach, Potschwowedenie, No. 10, 28-37.

REZUMAT

Agregatele naturale și artificiale din orizonturile superioare, care conțin humus, ale solurilor situate imediat sub vegetația naturală diferă unele de altele nu atât din punctul de vedere al rezistenței la apă, cât mult mai mult din punctul de vedere al rezistenței la compresiune.

Rezistența la apă a agregatelor artificiale produse cu „Solakrol” este la nivelul agregatelor naturale, cu excepția pământului fără pseudoglei și a pământului parabrun, unde valorile sunt mai mici, și a nisipului lutos, unde acestea sunt semnificativ mai mari.

Cu preparatele CII 5 și CM 1, agregatele din toate solurile au fost rezistente la apă în aproximativ aceeași măsură ca agregatele naturale, doar solul luto-nipos a prezentat valori semnificativ mai mari.

Preparatul CM 1 s-a remarcat prin faptul că în majoritatea cazurilor a prezentat valori crescute ale rezistenței la apă chiar și la o concentrație de 0,04% din greutatea solului.

În general, agregatele artificiale pot rezista la sarcini de presiune semnificativ mai mici decât cele naturale.

Somit leisten die erwähnten Stabilisatoren einen positiven Beitrag zur Bildung wasserbeständiger Aggregate, sind aber bezüglich der Steigerung der Druckfestigkeit der Aggregate wirkungslos.

REZUMAT

Agregatele naturale și artificiale de sol ale orizonturilor superficiale de humus nu diferă atât prin stabilitatea lor la apă, cât mai mult prin rezistența lor la presiune.

Stabilitatea la apă a agregatelor artificiale preparate cu „Solakrol” a fost la nivelul agregatelor naturale, cu excepția solurilor lutoase iluviale podzolice și a solurilor brune podzolizate, unde valorile au fost mai mici, și a solurilor lutoase nisipoase, unde acestea au fost semnificativ mai mari.

Agregatele tuturor solurilor, obținute cu preparatele CH5 și CM1, au fost la fel de stabile în apă ca și cele naturale, cu excepția solurilor luto-nisipoase, unde au prezentat valori semnificativ mai mari.

Produsul CM 1 se remarcă prin faptul că, în majoritatea cazurilor, a prezentat valori crescute ale stabilității apei deja la concentrația de 0,04%, raportată la greutatea solului.

În general, rezistența la presiune a agregatelor artificiale este mult mai mică decât cea a celor naturale. . .<• ... ,

În consecință, stabilizatorii sol-agregate menționați mai sus contribuie pozitiv la formarea agregatelor stabile la apă, dar nu sunt eficienți în ceea ce privește rezistența la presiune a agregatelor.

REZUMAT

Agregatele naturale și artificiale ale orizonturilor superioare, purtătoare de humus, diferă unele de altele mai puțin din punctul de vedere al stabilității apei decât din punctul de vedere al rezistenței lor la presiune.

Stabilitatea la apă a agregatelor artificiale preparate cu „Solakrol” este la nivelul agregatelor naturale, cu excepția solurilor podzolice argilo-iluviale și a solurilor brune podzolizate, care au valori mai mici, și a nisipurilor lutoase, care sunt semnificativ mai mari.

Tratate cu produse CH5 și CM1, agregatele tuturor solurilor au prezentat aceeași stabilitate la apă ca și agregatele naturale, doar solul nisipos lut-loamos a dat valori semnificativ mai mari.

Produsul CM 1 a fost dovedit prin faptul că în majoritatea cazurilor a fost posibil să se obțină valori crescute ale stabilității apei, chiar și pentru concentrații de 0,04% față de greutatea solului.

În general, agregatele artificiale au rezistențe la compresiune semnificativ mai mici decât cele naturale.

Astfel, les stabilizatorii cités contribuie, într-o manieră pozitivă, la formarea stables a agrégaturilor la apă, mai mult lipsa de eficiență quant à la creșterea rezistenței la presiunea agrégaturilor.

DISCUŢIE

D. ELBERT: (Republica Democrată Germană). Căutăm polimeri cu o durată scurtă de acțiune, astfel încât să putem pulveriza solurile din câmpurile de sfeclă de zahăr. Sfecla este semănată folosind mașini pentru culturi individuale și semințe pentru fructe individuale. Este important ca fiecare bob să germineze și ca formarea crustei în sol indusă de ploaie să nu necesite reînsămânțarea.

Este substanța dumneavoastră un produs rezidual potrivit pentru acest scop?

I. CSAPÖ. Nici CH5, nici CM1 nu sunt produse reziduale. Au fost produse special în acest scop.

MHB HAYES (Regatul Unit). Puteți, vă rog, să descrieți natura chimică a CH5, CM1 și „Solakrol" și care sunt opiniile dumneavoastră despre mecanismul de agregare a acestor compuși?

CSAPO. CH5 este un copolimer de metacrilat de metil și acid metacrilic. CM1 este o poliacrilamidă parţial hidrolizată.

Interacţiunea lor cu solul, în special cu poliacrilamida, este cunoscută din literatura de specialitate.

Al VI-lea CONGRES INTERN DE ȘTIINȚA SOLULUI. BUCURESTI, ROMÂNIA, 1964

**STRUCTURA SOLULUI ȘI CONDIȚIILE DE VIAȚĂ ALE PLANTELOR**

NE BEKAREVICH, DI BUROW, SI DOLGOW, IB REWUT,
AI SCHEWLIAGIN*

Timp de câteva decenii, problema structurii solului a fost subiectul unor dezbateri aprinse în literatura mondială de știință a solului și agronomie. În cursul acestei dezbateri, au fost prezentate și apărate cele mai extreme opinii cu privire la rolul structurii în condițiile solului pentru viața plantelor și rolul acesteia în fertilitatea solului.

Un corp imens de fapte, precum și numeroase considerații teoretice oferă o bază solidă pentru negarea identității conceptelor de structură a solului și fertilitate a solului.

Noile descoperiri permit presupunerea că structura solului poate exercita o influență semnificativă asupra creșterii plantelor pur și simplu prin modificarea complexului de condiții fizice predominante în sol: densitatea solului, regimurile sale hidrice și termice și activitatea microbiologică asociată, precum și producția de nutrienți accesibili plantelor. Din această afirmație rezultă direct că structura solului are o importanță redusă dacă activitatea de reglare a condițiilor solului este realizată de condițiile climatice sau meteorologice sau dacă influența benefică a structurii solului este înlocuită de o activitate umană semnificativă. În acest ultim caz, însă, agricultura devine mult mai solicitantă și implică un consum energetic mai mare, iar produsele rezultate devin mai scumpe.

STRUCTURI DIFERITE ALE SOLULUI

Trei stări sunt posibile pentru faza solidă a solului: 1) particulele mecanice primare (elementare); 2) microagregatele; 3) macroagregatele.

Considerațiile termodinamice generale sugerează că pentru tipurile de sol greu, sistemele s-au format din particule primare

Institutul Agricol din Dnepropetrovsk, Institutul Agricol din Kuibîșev, Institutul de Știința Solului din Moscova, Institutul Agrofizic din Leningrad, URSS.

29 T^^ — „

sunt instabile. Dovezile ample arată că aproape 100% din solurile arabile ale țării constau din 80% sau mai multe microagregate.

Considerăm microagregatele ca fiind structuri secundare constând din particule minerale primare sau organo-minerale, a căror formare se datorează proceselor de coagulare sau aglomerare asupra particulelor primare.

Teoria care determină cele mai mari dimensiuni ale particulelor primare capabile de coagulare, precum și cele mai mari dimensiuni ale agregatelor rezultate, poate fi considerată în prezent pe deplin stabilită. Pentru particule sferice de dimensiuni egale, B.W. Derjagin oferă o ecuație care arată relația dintre forța de aderență (Fh) și raza particulei (r): Fh = 2-r<7. Aceasta înseamnă că forțele de aderență sunt proporționale cu dispersia particulelor. Din această ecuație, este ușor de observat că pentru dimensiunile particulelor de $5\text{-}10^2$ mm, forțele de aderență depășesc greutatea proprie a particulelor. În consecință, coagularea determină formarea doar a microagregatelor care măsoară câteva sutimi sau zecimi de milimetru.

Recent, Masslönkowa, în timp ce studia interacțiunea unui polimer (poliacrilamidă) cu un mineral din sol (caolinit), a demonstrat că procesele de coagulare nu coincid cu formarea macroagregatelor. Masslönkowa a descoperit că formarea microagregatelor depinde direct de capacitatea de coagulare a polimerului și de capacitatea sa de adsorbție. Cu toate acestea, macroagregatele rezistente la apă nu se formează în toate cazurile. Dimpotrivă, în formarea

macroagregatelor, care este însoțită de formarea de legături de hidrogen între polimer și particula de sol, fenomenele de coagulare nu sunt adesea observate.

În solurile cu rânduri normale, considerăm că macroagregatele reprezintă un al treilea tip de formațiune, constând din microagregate. Dimensiunea macroagregatelor trebuie să fie de 0,05–0,1 mm sau mai mare.

Un punct important în problema generală a structurii solului este chestiunea conținutului maxim de particule de praf, care echilibrează rolul macrostructurii. Williams a considerat această caracteristică „limita de nocivitate" și a stabilit-o la 25-35% din greutatea solului.

Rewut și Pojassow au descoperit că, chiar și cu un adaos de 57-58% praf la greutatea solului, panta capilară nu atinge viteza înregistrată pentru o coloană cu particule de 0,25 mm.

Fenomene și mai remarcabile se observă la determinarea valorii permeabilității la apă. Astfel, permeabilitatea la apă pentru agregate pure de 2-3 mm a fost de 1620 mm pe oră; cu un adaos de 30,7% praf (< 0,25 mm) la greutatea solului, valoarea corespunzătoare



Valoarea rezultată este de 64 mm/oră, cu un adaos de praf de 50,7% — 6 mm/oră și pentru praful pur de numai 0,8 mm/oră.

Explicăm rezultatele obținute prin faptul că în sol se formează o structură de microagregate stabile în apă, chiar și la un conținut scăzut al acestora, ceea ce limitează compactarea solului și reducerea dimensiunii porilor eficienți.

CONDIȚII ȘI PROCESE FIZICE ÎN SOL, ÎN FUNCȚIE DE STAREA SĂU STRUCTURALĂ

Problema fundamentală în această problemă este cea a structurii, naturii și, în cele din urmă, a caracteristicilor spațiului poros al solului în funcție de compoziția sa structurală.

Am definit deja trei categorii de sol pe baza dimensiunilor predominante ale agregatelor. Trebuie menționat că, dacă solul conține doar elemente mecanice primare, porii din astfel de soluri sunt, de asemenea, foarte uniformi și foarte mici. Densitatea unui astfel de sol poate ajunge la 2,0 g/cm3, iar porozitatea poate fi redusă la 25-26% din volumul total al solului.

Solurile formate din microagregate (microstructurale) se caracterizează prin prezența porilor de două dimensiuni: pori foarte mici (între particulele primare) și pori mai mari (între microagregate). Astfel de soluri se pot compacta doar până la 1,6 g/cm3, în timp ce porozitatea lor nu scade dincolo de limita de 40-45%.

În solul macrostructural se pot observa pori de trei dimensiuni (între particulele primare, între microagregate și între macroagregate); compactabilitatea acestui sol este de până la 1,1—1,2 g/cm3, iar porozitatea maximă atinge 60% și mai mult.

De asemenea, trebuie menționat că cernoziomurile argiloase grele, solurile cenușii tipice și unele tipuri de soluri saline pot fi considerate exemple clasice de soluri macrostructurale, microstructurale și, respectiv, fără structură. Acest lucru demonstrează date factuale ample privind analizele mecanice, macrostructurale și microstructurale ale acestor soluri.

În timp ce densitatea solurilor negre variază de obicei între 1,0 și 1,2 g/cm3, aceasta poate ajunge până la 1,45 până la 1,60 g/cm3 pentru solurile gri. Densitățile straturilor arabile ale aproape tuturor solurilor minerale se încadrează în aceste limite largi (de la 1,0 la 1,6 g/cm3). Pentru marea majoritate a culturilor agricole, densitatea optimă pentru solurile luto-nisipoase și luto-nisipoase este de 1,0 până la 1,25 g/cm3. Compactarea ulterioară duce la o deteriorare a condițiilor fizice din sol și la o reducere a randamentului culturilor. În special, odată cu creșterea compactării, numărul de pori din sol cu un diametru mai mic de 5 g crește semnificativ. Permeabilitatea la apă scade, iar volumul ocupat de umiditatea disponibilă plantelor crește.

Randamentul culturilor agricole scade uneori cu un factor de 2 până la 3, sau chiar mai mult, din cauza compactării solurilor cu o compoziție mecanică fină de 1,1 până la 1,6 g/cm3. În consecință, macrostructura solului este regulatorul densității sale și, prin urmare, al fertilității sale.  . f ,

Toate celelalte avantaje ale solului macrostructurat pot fi rezumate după cum urmează:

Diferite condiții de ventilație, care pot fi observate deosebit de clar la studierea proceselor de difuzie a gazelor.

În timp ce odată cu umezirea semnificativă a solului inițial, raportul D/D0 a scăzut de trei ori în comparație cu solul uscat, în agregatele bine cernute, această valoare a scăzut de mai puțin de două ori. În solurile constând din agregate <0,25 mm, scăderea a ajuns la aproape patru ori, iar în agregate <0,1 mm, această valoare a scăzut de peste zece ori. 2) Distribuția diferită a elementelor regimului hidric și a bilanțului hidric în solurile cu structuri diferite.

Investigarea vitezei de filtrare în stare staționară pe agregate de pământ negru lut obișnuit cu dimensiunea de 1-2 mm și pe o coloană cu agregate < 0,25 mm a arătat o valoare de 0,43 mm/s în primul caz și de 0,002 mm/s în al doilea caz.

Solul format din microagregate are o viteză capilară și o înălțime de 6 până la 8 ori mai mari decât macroagregatele pure.

Cele mai numeroase rezultate disponibile în prezent sunt cele din studii comparative privind rata de evaporare a umidității solului în solurile structurale.

Vrem să explicăm aici doar cele mai importante aspecte ale acestei întrebări.

Se știe de mult timp că procesul de uscare a solului supra-umezit este reprezentat de curbe întrerupte. Cel puțin trei segmente ale acestor curbe întrerupte au trebuit luate în considerare:

Zona de evaporare, descrisă de linia paralelă cu abscisa, este zona de evaporare. În această zonă, evaporarea depinde exclusiv de condițiile externe, iar structura este irelevantă.

, b*ez^e^. ^unu ^[^ prin scăderea ratei de evaporare

• , complet dependent de nivelul de umiditate al solului, care este de 60-70%, și se termină cu capacitatea apei. Tocmai acest interval de umiditate a solului se evaporă din plante. În acest caz,

solul structural evaporă mai puțină apă.

Zona? df ^ve se caracterizează printr-un nivel scăzut de fertilizare până la FpHrhH^b^f ^^ ^nd ^ezidlt s*dl pe zona afectată de ruperea capilară, ceea ce corespunde ofilirii constante a plantelor.

29

Natura uscării macrostructurii, microstructurii și a solului fără structură a fost studiată deosebit de amănunțit de Rode, Abramova, Bolshakov și Orjeschkina.

Acești cercetători au stabilit că o coloană compusă din fracții microstructurale pierde 35% din rezerva totală de apă, sau 48% din rezerva inițială de apă disponibilă în coloană. Același model a fost observat în solul natural de pământ cenușiu, unde domină microagregatele. În solul compus din macroagregate, însă, procesul de uscare este destul de diferit: până la 90% din conținutul total de apă la capacitatea câmpului și peste 85% din apa disponibilă nu se poate deplasa în fază lichidă la suprafața de evaporare și, prin urmare, rămâne în sol mai mult timp.

Procesele de evaporare a apei din solul relativ uscat au fost studiate în detaliu de Burow. Autorul a arătat că, în absența vântului, fracțiile fine (1,0 și 0,25 mm) se evaporă mai mult decât fracțiile de 2-3 mm. Cu toate acestea, în vânturi puternice, situația se schimbă. Solul format din fracții de 2-3 mm pierde mai multă apă prin evaporare decât fracțiile mai fine. Există numeroase rezultate similare.

Autorul a obținut principalele rezultate din studii privind evaporarea în vase plasate pe un câmp neîngrijit și între semințele de cereale, porumb și cartofi.

Rezultatele lui Burow oferă dovezi convingătoare că, la niveluri ridicate de umiditate a solului, agregatele de 0,5 până la 3,0 mm evaporă constant mai puțină apă decât solul atomizat, cu aglomerări mari. Efectul acoperirii vegetale este slab exprimat aici, deoarece suprafața solului a rămas constant umedă.

TEORIA ȘI PRACTICA FORMĂRII ȘI RESTAURĂRII MACROSTRUCTURII SOLULUI.